



# THÈSE DE DOCTORAT

présentée pour obtenir le titre de

## DOCTEUR DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE

Spécialité : Télédétection

Par

**Taifeng YANG**

### **Télédétection Multi-satellite des Propriétés des Systèmes Convectifs de l'Océan Indien ; Observation pendant la Mousson d'Hiver**

(Multi-satellite Remote Sensing in the Properties of Convective Systems over  
Indian Ocean ; Observations during Winter Monsoon)

Soutenue le 7 Juillet 2005 devant le jury composé de :

Michel DESBOIS	Directeur de thèse
Isabelle JOBARD	Co-directrice de thèse
Laurence PICON	Examinatrice
Henri LAURENT	Rapporteur
Henri SAUVAGEOT	Rapporteur

Thèse préparée au Laboratoire de Météorologie Dynamique  
Centre National de la Recherche Scientifique  
École Polytechnique



## Remerciements

Merci à tous ceux qui m'ont permis de soutenir la présente thèse.

A Messieurs Claude Basdevant et Hervé Letreut, directeurs du Laboratoire Météorologie Dynamique qui m'ont accueilli à l'Ecole Polytechnique pour me permettre de rédiger ma thèse.

A Monsieur Michel Desbois, mon directeur de thèse, mes chaleureux remerciements pour m'avoir accueilli dans l'équipe <Cycle de l'Eau dans les Tropiques> après ma réussite au concours d'accès aux études en France.

A Isabelle Jobard, ma co-directrice de thèse, pour sa patience dans nos conversations et pour m'avoir communiqué tant de savoir sur la précipitation.

A Leonid Mitnik qui m'a aidé à réaliser mes études à l'étranger et découvrir un autre monde loin de chez moi.

Remerciements à Madame Laurence Picon pour avoir accepté la présidence du jury, ainsi qu'à Messieurs Henri Sauvageot et Henri Laurent, rapporteurs de ma thèse pour avoir consacré de longs moments à me lire et à me conseiller.

Et aussi:

- à Monsieur Rémy Roca qui m'a initié à la recherche au labo;
- à Monsieur Michel Capderou qui a éveillé chez moi, un grand intérêt pour les orbites des satellites et m'a soutenu pour une partie de ma thèse.
- à Karim Ramage et André Szantai pour m'avoir aidé à résoudre de nombreux problèmes en informatique.
- à Jean Louis Monge, Bernard Bonnet, Christophe Boitel et Patrick Raberanto pour leur sympathique collaboration et l'agréable ambiance du service informatique.

Et encore pour tous ceux qui m'ont assisté, soutenu de leur amitié, écouté et donc merci pour leur patience:

- Hélène Brogniez;
- Fadoua Eddounia;
- Clémence Pierangelo;
- Flore Mounier.

Et ceux de l'équipe du Préfa:

Olivier Chomette, Franck Chopin, Asma Benrehouma, Abdoulaye Deme, Benjamin Sultan, Serge Janicot, Michel Viollier, Robert Kandel, Chantel Claud et Françoise Désalmand.

Merci pour leur aimable collaboration à:

Jacqueline Albert et André Guilbaud du bureau d'étude;

Marie-Claire Lanceau à la bibliothèque.

Et pour la logistique et les démarches administratives:

France-Lise Robin, Eliane Rier, le petit Roméo, Stéphane Sportouch et Martine Roux.

Toute ma reconnaissance aux personnes qui ont partagé ma vie au LMD pendant ma thèse.

Je ne peux terminer ces remerciements qu'avec une pensée émue pour mes parents qui m'ont patiemment attendu pendant mes études en France, tout en veillant à m'assurer une subsistance à hauteur de leurs faibles revenus, et une pensée affectueuse à ma femme, Ching-Yun pour son soutien.



## Résumé

Cette étude est basée sur les mesures collectées pendant la période d'observation de l'Expérience INDOEX (Indian Ocean Experiment) pendant l'hiver 1999. Le but de ce travail est premièrement d'examiner les propriétés des systèmes convectifs à mesoéchelle (MCSs) à l'aide des images METEOSAT-5 infrarouge; deuxièmement, d'étudier les précipitations en employant les données micro-ondes de DMSP-SSM/I et de TRMM-TMI; troisièmement, de présenter une comparaison des échantillonnages des données obtenus pour les orbites de différents satellites et de présenter un des avantages du nouveau satellite Megha-Tropiques.

Dans la première partie, un algorithme de suivi des nuages sur les images Meteosat-5 IR a été appliqué pour calculer les paramètres radiatifs et morphologiques de chaque MCS. Les trajectoires de chaque MCS ont été construites, et les situations de dissipation, division et fusion des systèmes identifiées. La carte de fréquence d'occurrence montre que la plupart des systèmes se produisent dans la zone intertropicale de convergence (ITCZ) distribuée de l'Indonésie jusqu'au nord de Madagascar, deux autres secteurs distincts apparaissant au sud du Golfe du Bengale et au sud de Madagascar. Les résultats montrent que les MCSs qui ont un cycle de vie long sont fortement associés aux températures de brillance les plus froides, moins de 210 K, et à une surface énorme de couverture nuageuse, supérieure à  $10^5 \text{ km}^2$ . Une autre étude porte sur l'orientation du mouvement de chaque MCS pour différentes durées de vie; elle indique les différentes directions préférentielles de propagation des MCSs dans chaque zone subdivisée: par exemple environ 63% des MCSs au sud de Madagascar vont vers l'est.

La deuxième partie de l'étude a pour but de caractériser la relation entre la précipitation régionale et la distribution des MCSs. Les données SSM/I des trois satellites DMSP présents à cette période ont été employées pour estimer les précipitations. Le taux de pluie au-dessus de l'océan est dérivé à partir de l'algorithme de Scattering Index (SI) de Grody [1991]. Ces résultats sont comparés aux estimations de taux de pluie de TRMM TMI et au produit cumulé de pluie mensuel et quotidien du Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Une carte de taux de pluie moyen mensuel montre la corrélation élevée entre les précipitations et la fréquence de distribution des MCSs. Les variations journalières des précipitations montrent que la pluie a tendance à tomber le matin près des secteurs côtiers tandis qu'il n'y a pas de période préférentielle sur l'océan ouvert.

Le dernier sujet concerne le rôle de l'amélioration de l'échantillonnage des mesures journalières sur un secteur spécifique de la région tropicale. Par comparaison avec les satellites DMSP et TRMM qui fournissent en moyenne une seule observation par jour, le futur satellite Megha-Tropiques fournira 3 à 6 observations par jour pour n'importe quel point entre 23°N à 23°S. Cela sera très utile pour les études des MCSs et des précipitations associées dans différentes phases de leur développement.

# Abstract

This study is based on the INDOEX (Indian Ocean Experience) measurements in 1999 winter period. The goal of this work is firstly to examine the properties of mesoscale convective systems (MCSs) using METEOSAT-5 infrared images and secondly to investigate the precipitations by using DMSP SSM/I and TRMM TMI microwaves data. Thirdly, present a comparison of the orbit data sampling between different satellites and introduce the advantage of a new satellite Megha-Tropiques.

In the first part, the METEOSAT-5 infrared consecutive images have been used to study the MCSs over Indian Ocean. A cloud tracking algorithm was applied to compute the radiative and morphological parameters of each MCS. Then the trajectory during the entire life cycle of MCS was reconstructed and their possible situations have been identified such as dissipation, split and mergence. The map of occurrence frequency shows that most of the systems occur in the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ) spreading from Indonesia to North of Madagascar, the other two distinct areas are the south of the Bay of Bengal and around the south of Madagascar. The results show that the long life cycle MCSs are highly related to the colder brightness temperatures, less than 210 K and to enormous cloud cover surfaces greater than  $10^5 \text{ km}^2$ . A study of the orientation of the movement in each MCS for various life durations indicates different preferential propagation directions of the MCSs in each subdivided zone; for example about 63% of the MCSs in the South of Madagascar go eastward.

The second part of the study is to characterize the relationship between the regional precipitation with the MCSs distribution, the SSM/I data from three DMSP satellites have been used to estimate the rainfall. Rain rate over the ocean is derived and estimated from the Scattering Index algorithm by Grody [1991]. This result compares with the TRMM TMI rain rate estimations and Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly and daily products. A monthly mean rain rate map shows the high correlation of higher rainfall with the higher frequency of MCSs distribution. The diurnal evolutions of precipitation show an obvious inclination of morning rain near the coastal areas but a non-preference over the open ocean.

A final subject is considering the need of improvement in the data sampling during one day for a specific area in the tropical region. Comparing with DMSP and TRMM satellites which provide an average of one observation per day, the future Megha-Tropiques satellite will provide 3 to 6 observations per day for any point between 23°N to 23°S. This will be useful for the study of MCSs and the associated rainfall in different phases of their development.

# Table des Matières

## Résumé et Abstract

## Introduction Générale

0.1 Motivation des études.....	1
0.2 Plan de la thèse.....	3

## 1 Théorie de la télédétection des nuages et des précipitations

1.1 Introduction à la physique du transfert radiatif.....	5
1.1.1 Le spectre électromagnétique.....	5
1.1.2 Rayonnement thermique.....	6
1.1.3 Théorie du transfert radiatif.....	10
1.1.4 Télédétection des nuages dans le canal infrarouge.....	12
1.2 L'interaction des micro-ondes avec les nuages et les précipitations.....	13
1.2.1 Introduction.....	13
1.2.2 L'absorption de vapeur d'eau.....	14
1.2.3 L'extinction et l'émission par les nuages et les précipitations.....	17
1.2.4 L'extinction et la rétro-diffusion par les nuages.....	20
1.2.5 L'extinction et la rétro-diffusion par les pluies.....	22

## 2 Interprétation des propriétés des systèmes convectifs

2.1 Introduction.....	25
2.2 La structure d'un système convectif à méso-échelle (MCS).....	26
2.2.1 L'identification d'un MCS.....	26
2.2.2 La place des précipitations dans un système convectif.....	27
2.2.3 La constitution d'un MCS.....	28
2.3 Conclusion.....	32

## 3 Les instruments satellitaires pour l'observation des systèmes convectifs et des précipitations

3.1	Introduction.....	35
3.2	L'expérience INDOEX.....	35
3.3	Les satellites METEOSAT.....	36
3.3.1	Description du satellite METEOSAT-5.....	37
3.3.2	Les observations du canal Infrarouge.....	38
3.4	La série des satellites DMSP.....	39
3.4.1	Description des instruments.....	40
3.4.2	Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I).....	42
3.5	Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM).....	43
3.5.1	Introduction de la mission TRMM.....	44
3.5.2	TRMM Microwave Imager (TMI).....	48
3.5.3	Precipitation Radar (PR).....	50
3.6	Le Global Precipitation Climatology Project (GPCP).....	51
3.7	Conclusion.....	52
<b>4</b>	<b>Etudes des systèmes convectifs à meso-échelle au dessus de l'Océan Indien</b>	
4.1	Introduction.....	53
4.2	Etudes antérieures.....	53
4.3	Méthodes de suivi des systèmes convectifs.....	56
4.3.1	Introduction.....	56
4.3.2	Algorithme de suivi des nuages.....	56
4.3.3	Seuil de la température de brillance (Tb).....	57
4.3.4	Seuil de taille minimum d'un cluster.....	58
4.4	Observations des MCSs avec METEOSAT-5 pendant INDOEX.....	63
4.4.1	Tri des données, choix des MCSs océaniques simples.....	63
4.4.2	Distribution des MCSs.....	63
4.4.3	Analyse des paramètres des MCSs.....	65

4.5	Caractère des MCSs dans les quatre sous-régions.....	70
4.5.1	Analyse des trois paramètres des MCSs dans chaque zone.....	70
4.5.2	Distribution des températures de brillance minimum.....	73
4.5.3	Propagation des MCSs.....	74
4.6	Discussion.....	82
<b>5</b>	<b>Analyse des systèmes précipitants à l'aide des données SSM/I et TMI</b>	
5.1	Introduction.....	85
5.2	Les données et les méthodes d'estimation des précipitations....	85
5.2.1	Utilisation des données Infra-rouge et Visibles.....	86
5.2.2	Utilisation des données Micro-ondes.....	87
5.2.3	Les méthodes.....	94
5.3	Caractérisation des MCSs liées à la pluie.....	96
5.4	Analyses de précipitation mensuelles et diurnes.....	98
5.4.1	Précipitation moyenne mensuelle.....	98
5.4.2	Précipitation journalière.....	106
5.5	Echantillonnage de la base de données SSM/I et TMI.....	120
5.5.1	Comparaison des différentes méthodes d'estimation.....	120
5.5.2	Application du SI avec les données TMI-1B11.....	125
5.5.3	Observation par un seul satellite DMSP.....	127
5.6	Comparaison des échantillonnages pour les différentes orbites des satellites.....	131
5.6.1	Orbite DMSP (SSM/I).....	131
5.6.2	Orbite TRMM (TMI).....	134
5.6.3	Projet Megha-Tropiques et son orbite.....	137
5.7	Conclusion.....	143

## **6 Conclusion et Perspectives**

6.1 Conclusion générale.....	145
6.2 Synthèse des résultats.....	146
6.3 Perspectives.....	148

## **Annexe**

### **A-1 Les moussons en Asie et le climat pendant INDOEX**

A1.1 Mousson asiatique.....	151
A1.1.1 Saison d'hiver.....	151
A1.1.2 Saison d'été.....	153
A1.2 Mousson tropical en Asie.....	156
A1.2.1 Climats équatoriaux de mousson.....	157
A1.2.2 Climats secs et humides de mousson.....	158
A1.2.3 Tropiques secs.....	160
A1.3 La mousson indienne.....	160
A1.3.1 Influence des mousson africaines à l'Est de l'Afrique...	162
A1.3.2 Caractéristiques climatiques sur l'Océan Indien pendant la période INDOEX.....	163

### **A-2 Les échantillonnages des divers radiomètres micro-onde.....171**

### **A-3 Article: A Comparison of Satellite Derived Precipitation fields and METEOSAT-5 Observations of Mesoscale Convective Systems over Indian Ocean.....205**

### **Liste des Acronymes.....211**

### **Liste des Figures.....213**

### **Liste des Tableaux.....219**

### **Bibliographie.....221**

# Introduction Générale

## 0.1 Motivation des études

« Les Tropiques » sont la région comprise entre le tropique du Capricorne ( $23.5^{\circ}\text{S}$ ) et le tropique du Cancer ( $23.5^{\circ}\text{N}$ ). Dans cette thèse, nous étudions particulièrement la partie asiatique. Les continents autour de l'Océan Indien sont des régions où les variations climatiques peuvent avoir des conséquences importantes sur les activités humaines. Cette région entière est sous l'influence de la mousson Asiatique, mais est divisée selon les caractéristiques sous régionales de cette mousson: le critère d'apport ou non de précipitation pendant la mousson aboutit à la distinction de trois types de régions: climats équatoriaux de mousson, climats alternativement secs et humides de mousson et les tropiques secs. La mousson contrôle la distribution de précipitation saisonnière et son cumul total, et les principales caractéristiques qui différencient les climats dans cette région. La mousson a également une importance pratique pour les habitants de cette région, car la production agricole dépend souvent des pluies de mousson. D'ailleurs, la plupart des autres éléments du climat, tels que la température, l'humidité et le système local du vent, sont fortement influencés par le même facteur. Ainsi nous comprenons que le phénomène le plus important est la précipitation qui est aussi fortement reliée avec la vie quotidienne des hommes.

Au sujet de l'origine de la pluie, les nuages dans les Tropiques sont particulièrement remarquables. Les nuages de type cumulonimbus sont opaques et épais. Ils ont des dimensions verticales importantes, et des formes de tours. Ils se produisent souvent en groupes organisés, dans lesquels les parties au niveau supérieur fusionnent pour former une couverture de nuage cirriforme à mesoéchelle. Cette configuration est désignée sous le nom d'un système convectif à mesoéchelle (Mesoscale Convective System ou MCS). Ces systèmes sont particulièrement répandus dans les tropiques, où à n'importe quelle heure, ils sont distribués le long de la ceinture équatoriale. Ce type de système de nuages explique la plupart des précipitations tropicales.

Puisque les régions équatoriales sont caractérisées par de grands champs de nuage convectif de toutes les tailles, ces régions peuvent devenir un bon laboratoire naturel dans lequel on pourrait étudier les systèmes convectifs toute l'année. Par exemple Gambheer et Bhat [2000] ont montré une distribution mensuelle des systèmes convectifs pendant un an au-dessus de la région de l'Océan Indien. Les nuages tropicaux se forment dans des environnements qui sont plutôt uniformes horizontalement. Les masses d'air sont sans interruption chauffées de bas en haut et la convection mélange l'air verticalement. Ces uniformités horizontales sur de grandes régions sont maintenues parce que les tropiques sont relativement peu influencés par des systèmes frontaux comme ceux qui dominent dans les latitudes moyennes.

Les « Mesoscale Convective Systems » (MCSs) dans les tropiques se composent d'une combinaison de nuages convectifs et de nuages stratiformes. La région convective contient les nombreuses cellules profondes qui sont souvent mais pas toujours alignées. La région stratiforme se trouve à côté de la région convective. Le réchauffement de l'environnement à grande échelle par un MCS est affecté par les

régions convectives et stratiformes. Bien que les processus tels que la fonte et le rayonnement soient importants, le réchauffement net par un système est dominé par la condensation et l'évaporation liées aux mouvements d'air verticaux. Houze [1989] a associé les précipitations dans les régions convectives et stratiformes aux profils verticaux du transport de masse qui se produisent pendant le processus de précipitation. Ainsi les intensités de transport de masse vertical dans ces deux régions ont été mesurées selon la quantité de précipitations. La couverture pluvieuse dans les MCSs tropicaux peut être estimée sur les images satellites de divers types. Ceci est particulièrement utile pour les grandes régions océaniques sans observations au sol.

Les images des satellites dans l'infrarouge (IR) ont été employées pour étudier les systèmes convectifs et l'évaluation de précipitations pendant l'année 80 au-dessus de l'Océan Atlantique tropical [Houze et Betts, 1981]. Néanmoins les données IR mesurent le rayonnement ou la température de brillance au sommets du nuage, elles n'ont pas une liaison directe avec la précipitation. Beaucoup d'études ont utilisé les observations IR pour estimer les précipitations parce qu'elles offrent une grande couverture spatiale et temporelle. Au-dessus de l'Océan Indien, l'étude a été commencée par Laing et Fritsch [1993] qui ont employé les images INSAT pour déterminer les complexes convectifs à mesoéchelle et leurs caractéristiques. Actuellement, nous avons plus de choix de données satellitaires et plus d'algorithmes pour les estimations de la pluie. Les instruments micro-ondes fournissent des mesures qui sont reliées directement à l'absorption ou l'émission ou à la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau liquide ou les particules de glace dans le nuage. Grody [1991] a employé les données du radiomètre micro-onde SSM/I pour obtenir un indice de diffusion dont est dérivé le taux de précipitation. Plus récemment, des algorithmes complexes ont été élaborés, par exemple pour fournir les produits instantanés de taux de pluie de TRMM. D'autre part, il y a des études qui ont déjà combiné les données IR et les données de micro-onde pour obtenir une meilleure évaluation des précipitations [Adler et al., 1991; Jobard et Desbois, 1994].

L'estimation des précipitations par satellite a pour objectif de fournir la distribution spatiale des pluies mais aussi les quantités de pluie, à différents échelles de temps et d'espace. Cependant, l'estimation des précipitations dans les régions tropicales avec l'utilisation des données micro-onde des satellites actuels est limitée par le faible taux de répétition des mesures au dessus d'une région donnée ; ces satellites fournissent des observations une à deux fois par jour seulement, ce qui n'est pas suffisant pour représenter la pluie journalière dans un secteur tropical spécifique. Le nouveau projet de satellite Megha-Tropiques a considéré ce problème : il fournira les mesures de 3 à 6 fois par jour pour n'importe quel secteur dans la bande tropicale qui sera observée. Nous parlerons de ce projet dans notre étude.

La région principale de notre étude est au-dessus de l'Océan Indien. Ce secteur est influencé par la mousson asiatique et également par les moussons africaines dans sa partie sud-ouest. Beaucoup d'expériences ont déjà été faites au-dessus de l'Océan Pacifique ou de l'Océan Atlantique, quant à l'Océan Indien il a fait l'objet d'un projet international, l'Expérience de l'Océan Indien (INDOEX) qui a été lancé en 1995 et a rassemblé un grand nombre de données depuis 1998. Les données satellites INDOEX pour l'hiver 1999 ont été archivées dans la base de données ClimServ du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) et ont servi de support à cette étude.



Le travail principal de cette thèse est de décrire les caractéristiques des MCSs et des précipitations qu'elles produisent grâce à l'utilisation complémentaire des images géostationnaires du satellite METEOSAT-5 dans le canal infrarouge et des autres données de satellites (DMSP et TRMM) dans les canaux micro-onde. Dans le secteur tropical au-dessus de l'Océan Indien, ces MCSs sont étendues la plupart du temps dans la zone de convergence intertropicale ZCIT pendant la période INDOEX étudiée.

Une autre partie de ce travail consiste à estimer la quantité de précipitation dans ce secteur pendant une période d'un mois avec un algorithme de Grody [1991] et à étudier la relation de la distribution des précipitations avec celle des MCSs. Enfin, avec l'utilisation des données multi-satellites, nous étudions aussi la variation journalière des précipitations dans un secteur côtier ou dans le secteur de l'océan ouvert. Le cycle journalier des précipitations et sa variation régionale sont importants dans les tropiques. Puisque les précipitations tropicales impliquent la prise et le dégagement de quantités significatives de chaleur latente, comprendre le cycle journalier des précipitations est également important dans l'étude de l'énergie à grande échelle et du cycle de l'eau dans les systèmes comme la mousson asiatique. La plupart des études ont indiqué que les variations journalières des précipitations tropicales présentent le taux maximum à la fin du soir sur le continent et tôt le matin sur la mer ou les régions côtières [Houze et Betts, 1981; Mori et al., 2004].

Nous terminons par une étude de l'échantillonnage des observations du futur satellite Megha-Tropiques dans la région de l'Océan Indien. Nous employons les données de SSM/I sur trois satellites de DMSP pour simuler les multiples passages du satellite dont l'orbite est inclinée sur l'équateur et puis nous comparons les estimations obtenues à partir de l'échantillonnage limité des données de TRMM. Cette étude met en évidence l'un des avantages du satellite Megha-Tropiques avec ses observations plus fréquentes dans la bande tropicale entre 23°N et 23°S.

## 0.2 Plan de la thèse

Dans le premier Chapitre, nous présentons la théorie de la télédétection des nuages et des précipitations. Nous rappelons la définition de la température de brillance et nous résumons la théorie du transfert radiatif. En outre, les caractéristiques de la diffusion du nuage et de la pluie sont également présentées ainsi que l'absorption, l'émission, l'extinction et la retro-diffusion.

Dans le Chapitre 2, une introduction générale aux systèmes convectifs à mésoéchelle (MCSs) décrit leurs formations, leurs structures et leurs caractères et en particulier leur capacité à produire des précipitations. Cette étude est basée sur la période INDOEX pendant l'hiver 1999 au-dessus de l'Océan Indien. Cette mission INDOEX est rappelée au début du Chapitre 3. Ensuite une présentation détaillée des satellites et des instruments utilisés est donnée dans ce chapitre. Les données principales que nous avons employées sont les données des images infrarouges de METEOSAT-5, les données micro-onde des radiomètres SSM/I des divers satellites DMSP et du radiomètre TMI du satellite TRMM et enfin le produit cumul de précipitation (un jour et un mois) de GPCP (Global Precipitation Climatology Programme).

L'étude principale des MCSs est discutée dans le Chapitre 4. Nous employons un algorithme pour extraire les MCSs océaniques à partir des images METEOSAT-5 puis nous étudions leurs caractéristiques telles que l'occurrence et la relation entre l'extension de la couverture nuageuse avec la température moyenne ou avec la durée de vie. L'orientation préférentielle des MCSs est également discutée à la fin de ce chapitre.

Dans le Chapitre 5, le sujet principal est la précipitation. L'étude précédente des MCSs est la référence pour ce chapitre, nous utilisons une indice de Grody [1991] pour transformer les données SSM/I en taux de pluie puis pour comparer avec les données TMI et le produit de GPCP. Nous étudions également les échantillonnages des données fournis par les différents satellites et ce travail contribuera au futur satellite Megha-Tropiques.

Nous donnons la conclusion de notre travail et les perspectives dans le Chapitre 6.

Dans les Annexes, nous présentons :

- Le climat de la mousson en Asie et l'influence dans l'Océan Indien.
- Les figures de l'échantillonnage des différents satellites DMSP, TRMM et Megha-Tropiques.
- Deux articles en anglais présentés pour les journaux internationaux.

# Chapitre 1

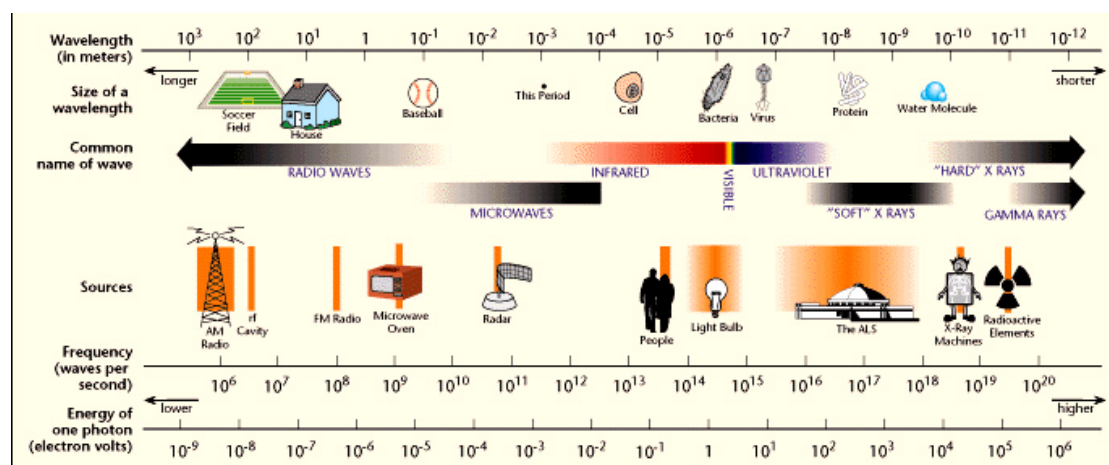
## Théorie de la télédétection des nuages et des précipitations

Au début de ce chapitre, nous présentons brièvement la théorie physique du rayonnement dans l'atmosphère. Notre intérêt particulier est sur la région du spectre en raison de l'utilisation des données satellitaires micro-ondes dans la suite de notre travail. On décrit les différents phénomènes d'interaction entre l'onde électromagnétique et les particules d'eau atmosphériques qui composent les nuages et les précipitations.

### 1.1 Introduction à la physique du transfert radiatif

#### 1.1.1 Le spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique est représenté dans la Figure 1.1. Il couvre un grand domaine de fréquences. Les plus basses fréquences (la plus longue longueur d'onde) constituent le spectre radio.

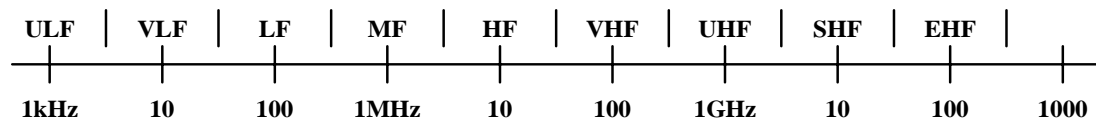


**Figure 1.1** Le spectre électromagnétique (Lawrence Berkeley Laboratory)

Les parties radio-fréquences du spectre sont employées pour le radar et la détection passive. Au-dessus de la radiofréquence le spectre s'étend dans le domaine infrarouge, suivi de la gamme visible, qui est très étroite, et de la gamme ultra-violette. Dans les régions visibles et infrarouges du spectre, des instruments à fréquences multiples sont utilisés intensivement comme outils de télédétection pour une grande variété d'applications.

La Figure 1.2 illustre la bande du spectre « radio-fréquences » de 1 kHz à 1000 GHz, une gamme de neuf décades. En fait, ce spectre est habituellement

considéré finir à 300 GHz. Au-dessus du diagramme de fréquence, on a porté les appellations usuelles des différentes décades de fréquence. Ces appellations ont été adoptées par l'Union de Télécommunication Internationale (ITU). Ainsi la région de la très-basse-fréquence (very-low-frequency VLF) va de 3 à 30 kHz. La région de basse-fréquence (low-frequency LF) est de 30 à 300 kHz...etc. La gamme de la super-haute-fréquence (super-high-frequency SHF) de 3 à 30 GHz est employée pour la majeure partie des systèmes radar de télédétection. En particulier, le 22 GHz est près d'une bande d'absorption de vapeur d'eau, c'est pourquoi cette partie de la région de SHF est employée presque exclusivement pour des observations radiométriques de l'atmosphère. Bien que la région de la fenêtre atmosphérique entre 30 et 40 GHz soit plutôt largement utilisé et que les applications au voisinage de 90 à 100 GHz augmentent, la bande de l'extrême-haute fréquence (extremely-high-frequency EHF) de 30 à 300 GHz est moins intensivement utilisée.



**Figure 1.2** La Bande du spectre de radio et les désignations.

### 1.1.2 Rayonnement thermique

Toutes les substances à une température absolue définie émettent de l'énergie électromagnétique. Les gaz atomiques émettent des ondes électromagnétiques à des fréquences discrètes, qui s'appelle des lignes spectrales. Selon la théorie des quanta, chaque ligne spectrale dans le spectre de rayonnement d'un gaz atomique correspond à une transition spécifique par un électron d'un niveau d'énergie atomique à une autre niveau plus bas. Quand la transition est entre le niveau  $E_1$  et  $E_2$ , la fréquence  $F$  du rayonnement émis est indiquée par l'équation de Bohr

$$F = \frac{E_1 - E_2}{h} \quad 1-1$$

où  $h$  est la constante de Planck.

Le mécanisme de rayonnement pour des atomes et des molécules sont basés sur la théorie des quanta de Planck, qui l'a présentée en 1901 dans sa dérivation de la loi de rayonnement du corps noir. La clef à la solution de Planck était sa conception que le rayonnement émis se produit seulement en énergie quantique discrète. Le concept du corps noir rayonnant a une importance fondamentale pour la compréhension de l'émission thermique de matériaux réels, parce que son spectre d'émission représente une référence, par rapport à laquelle l'émittance d'un matériau peut être exprimée. Un corps noir est défini comme le matériau idéal et parfaitement opaque qui absorbe tout le rayonnement incident à toutes les fréquences, en ne reflétant aucune. En plus un corps noir est également un émetteur parfait, puisque l'énergie absorbée par un matériau augmenterait sa température si aucune énergie n'était émise. Selon la loi du rayonnement de Planck, un corps noir rayonne uniformément dans toutes les directions avec une brillance sphérique  $B_f$  donné ci-dessous

$$B_f = \frac{2hf^3}{c^2} \left( \frac{1}{e^{hf/kT} - 1} \right) \quad 1-2$$

où  $B_f$  est dans l'unité de  $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{Hz}^{-1}$ ,  $h$  est la constante de Planck égale à  $6.63 \times 10^{-34}$  Joules,  $f$  est la fréquence en Hz,  $k$  est la constante de Boltzmann égale à  $1.38 \times 10^{-23}$  Joules  $\text{K}^{-1}$ ,  $T$  est la température absolue en Kelvin et  $c$  est la vitesse de lumière égale à  $3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ . Les seules deux variables dans 1-2 sont  $f$  et  $T$ . Une courbe de  $B_f$  en fonction de la fréquence est montrée sur la Figure 1.3.

### La loi de Stefan-Boltzmann

$B$  pour un corps noir à la température  $T$  est une intégrale de  $B_f$  sur toutes les fréquences. Ainsi,

$$B = \int_0^\infty B_f df = (2h/c^2) \int_0^\infty \left( \frac{f^3}{e^{hf/kT} - 1} \right) df \quad 1-3$$

En introduisant une substitution  $x = \frac{hf}{kT}$ , on obtient l'expression 1-4

$$B = \frac{2}{c^2 h^3} (kT)^4 \int_0^\infty \frac{x^3}{e^x - 1} dx \quad 1-4$$

L'intégrale définie de 1-4 est une constante. Sa valeur peut être évaluée en décomposant le dénominateur de l'intégrale en série :

$$\frac{1}{e^x - 1} = \sum_{n=1}^\infty e^{-nx} \quad 1-5$$

Ensuite, l'intégrale devient

$$\int_0^\infty \frac{x^3}{e^x - 1} dx = \sum_{n=1}^\infty \int_0^\infty x^3 e^{-nx} dx \quad 1-6$$

La nouvelle intégrale définie en 1-6 est disponible dans les tables standard des intégrales où elle est donnée comme  $\int_0^\infty x^3 e^{-nx} dx = \frac{6}{n^4}$ , puis en combinant 1-4 et 1-6, nous obtenons

$$B = \frac{12}{c^2 h^3} (kT)^4 \sum_{n=1}^\infty \frac{1}{n^4} \quad 1-7$$

La somme peut être évaluée facilement et a une valeur de  $\pi^4/90 = 1.08$ . On combine cette valeur avec les valeurs des autres constantes dans 1-7, on obtient la relation

$$B = \frac{\sigma T^4}{\pi} \quad \text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1} \quad 1-8$$

Ce qui est connu comme la loi de Stefan-Boltzmann. On appelle  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann et sa valeur est  $5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{sr}^{-1}$ .

Selon 1-8 la brillance  $B$  d'un corps noir augmente en fonction de la quatrième puissance de sa température  $T$ . Cette dépendance de la température n'est pas valable pour  $B_f$ .

### La loi de rayonnement de Wien

Une approximation bien connue de la loi de Planck pour les hautes fréquences est la loi du rayonnement de Wien. Pour  $\frac{hf}{kT} \gg 1$ ,  $\frac{1}{e^{\frac{hf}{kT}} - 1} \approx \frac{1}{e^{\frac{hf}{kT}}} = e^{-\frac{hf}{kT}}$  et 1-2 se simplifie en

$$B_f = \frac{2h}{c^2} f^3 e^{-\frac{hf}{kT}} \quad 1-9$$

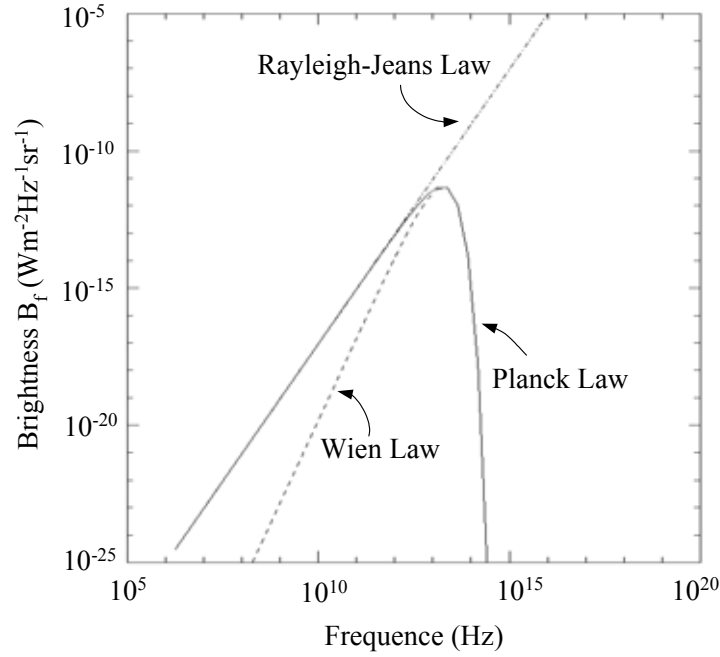
### La loi de Rayleigh-Jeans

La partie basse fréquence de la loi de rayonnement de Wien est connue comme la loi de Rayleigh-Jeans. Si  $\frac{hf}{kT} \ll 1$ , l'approximation  $e^x - 1 \sim x$  pour  $x \ll 1$  peut être utilisée pour simplifier 1-2

$$B_f = \frac{2f^2 kT}{c^2} = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad 1-10$$

Cette approximation est très utile dans la région des micro-ondes parce qu'elle est mathématiquement plus simple que la loi de Planck mais l'écart entre la loi Rayleigh-Jeans et la loi Planck partielle de l'expression 1-2 est de moins de 1% si  $\lambda T > 0.77 \text{ mK}$  ou  $f/T < 3.9 \times 10^8 \text{ HzK}^{-1}$ .

Pour un corps noir à une température ambiante de 300 K, les inégalités ci-dessus se tiendront si  $\lambda > 3 \text{ mm}$ , ou  $f < 100 \text{ GHz}$ , ce qui couvre la région entière du spectre radio et la plupart de la partie utilisable du spectre de micro-onde. À 300 GHz, l'écart partielle est d'environ 3%. Une comparaison de la loi de Planck avec son approximation haute fréquence (Wien) et son approximation basse fréquence (Rayleigh-Jeans) est montrée sur la Figure 1.3.



**Figure 1.3** Comparaison de la loi de Planck avec ses approximations de basse fréquence (loi de Rayleigh-Jeans) et à haute fréquence (loi de Wien) à 300 K.

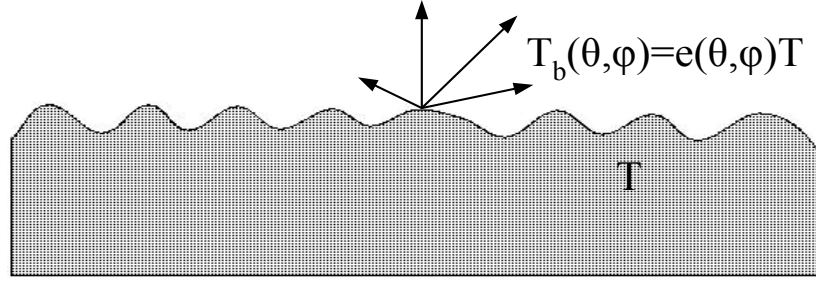
La variation spectrale de la loi de Rayleigh-Jeans apparaît comme une ligne droite sur la figure parce que  $B_f$  varie comme  $f^2$ . Dans la région de basses fréquences c'est à dire pour  $f < 10^2 f_m$ , où  $f_m$  est la fréquence du maximum de la loi de Planck, la courbe de Rayleigh-Jeans dans la Figure 1.3 coïncide pratiquement avec la courbe décrivant la loi de Planck. Pour les fréquences supérieures sont au delà de  $10^{12}$  Hz, l'écart se développe sans limite. La loi de Rayleigh-Jeans ne comprend plus du tout la loi Planck.

### Définition de la température de brillance

Un corps noir est un corps idéal qui, quand dans l'équilibre thermo-dynamique à une température  $T$ , rayonne au moins autant d'énergie que n'importe quel corps à la même température  $T$ . En outre un corps noir est un matériau parfait pour l'absorption et l'émission. Les vrais matériaux, désignés habituellement comme corps gris, émettent moins que le corps noir et n'absorbent pas entièrement l'énergie. Dans la région des micro-ondes, la brillance  $B_{bb}$  d'un corps noir à une température  $T$  est, découlant de 1-10,

$$B_{bb} = B_f \Delta f = \frac{2kT}{\lambda^2} \Delta f \quad 1-11$$

Pour une largeur de bande étroite  $\Delta f$ . Si on considère un matériau semi-infini représenté sur la Figure 1.4.



**Figure 1.4** La température de brillance d'un milieu isotherme semi-infini.

Si sa brillance, qui peut dépendre de la direction, est  $B(\theta, \varphi)$  et sa température physique est  $T$ , la température radiométrique équivalente d'un corps noir peut être définie puis  $B(\theta, \varphi)$  peut avoir une forme semblable à 1-11. Une telle température habituellement s'appelle la température de brillance,  $T_b(\theta, \varphi)$ , et en conséquence  $B(\theta, \varphi)$  est défini

$$B(\theta, \varphi) = \frac{2k}{\lambda^2} T_b(\theta, \varphi) \Delta f \quad 1-12$$

La brillance  $B(\theta, \varphi)$  d'un matériau divisée par celle d'un corps noir à la même température est définie comme l'émissivité  $e(\theta, \varphi)$ :

$$e(\theta, \varphi) = \frac{B(\theta, \varphi)}{B_{bb}} = \frac{T_b(\theta, \varphi)}{T} \quad 1-13$$

Puisque le  $B(\theta, \varphi) < B_{bb}$  et  $0 < e(\theta, \varphi) < 1$ , la température de brillance  $T_b(\theta, \varphi)$  d'un matériau est toujours inférieur ou égale à sa température physique  $T$ .

### 1.1.3 Théorie du transfert radiatif

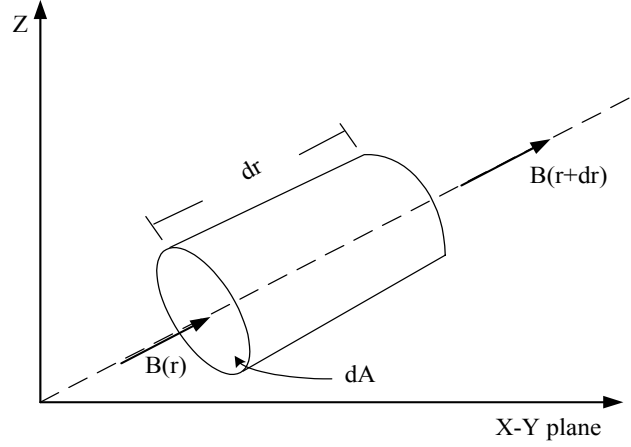
L'interaction entre le rayonnement et la matière est décrite par deux processus: l'extinction et l'émission. Si le rayonnement traversant un milieu est réduit en intensité, nous avons extinction, et si le milieu ajoute lui-même de l'énergie, nous avons émission. Habituellement l'interaction se compose des deux processus qui se produisent simultanément. Nous présentons l'extinction et l'émission ci-dessous. Considérons un petit volume cylindrique de section (*cross-section*)  $dA$  et d'épaisseur  $dr$  d'un matériel de densité  $\rho$  ( $\text{kgm}^{-3}$ ) comme représenté sur la Figure 1.5. Une brillance  $B(r)$  est incidente orthogonalement sur la surface de base du cylindre. On sait que la brillance est l'énergie par unité de surface  $dA$ , rayonnée dans les directions d'angle solide  $d\Omega$ , pendant un intervalle de temps d'une seconde et dans un intervalle de fréquence indiqué ( $f, f+df$ ). La perte de brillance par extinction due à la propagation sur l'épaisseur  $dr$  est donnée par  $dB = \kappa_e B dr$  où le  $B$  est la brillance ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$ ) et le  $\kappa_e$  est le coefficient d'extinction du milieu (Nepers  $\text{m}^{-1}$ ). Le  $\kappa_e$  est également connu comme coefficient d'atténuation de puissance. L'énergie perdue du rayonnement incident a pu avoir été absorbée, diffusée ou les deux par le matériau. Pour la perte par absorption, nous voulons dire que l'énergie est transformée en une autre forme d'énergie, comme la chaleur; et pour la perte par diffusion, nous voulons dire que l'énergie est sortie dans des directions autres que la direction du rayonnement incident. L'absorption et la diffusion sont des processus linéaires. Par conséquent le



coefficient d'extinction peut être exprimé comme la somme de coefficient d'absorption  $\kappa_a$  et de coefficient de diffusion  $\kappa_s$ ,

$$\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s = \rho \kappa_{em} \quad 1-14$$

où  $\kappa_{em}$  est le coefficient d'extinction de masse ( $\text{Np kg}^{-1} \text{m}^2$ ).



**Figure 1.5** Transfert de rayonnement à travers un cylindre infinitésimal.

La quantité de brillance émise par le volume cylindrique dans la direction perpendiculaire à la surface supérieure à  $r+dr$  dans la Figure 1.5 est :

$$dB(\text{émission}) = (\kappa_a J_a + \kappa_s J_s) dr \quad 1-15$$

où  $J_a$  et  $J_s$  sont les fonctions de source qui caractérisent l'émission thermique et la diffusion respectivement, dans la direction  $r$ . Le  $J_a$  s'appelle la fonction de source d'absorption, parce que dans les conditions d'équilibre thermo-dynamique local, l'émission thermique doit être égale à l'absorption. Afin de résoudre l'équation du transfert en forme générale, nous présentons d'abord l'albedo de simple diffusion  $a$

$$a = \frac{\kappa_s}{\kappa_e} \quad 1-16$$

le 1-14 devient  $1 - a = \kappa_a / \kappa_e$ . Ensuite le  $dB(\text{émission})$  peut être écrit sous la forme

$$dB(\text{émission}) = \kappa_e [(1-a) J_a + a J_s] dr \quad 1-17$$

Nous appelons la quantité à l'intérieur des parenthèses de 1-17 la fonction de source efficace:  $J \sim (1 - a) J_a + a J_s$ , le  $dB(\text{émission}) = \kappa_e J dr$ .

La différence entre la brillance  $B(r+dr)$  sortant du cylindre dans la direction orthogonale à sa surface supérieure et la brillance  $B(r)$  incidente perpendiculairement à la surface de base du cylindre est égale à l'excès d'émission sur l'extinction:

$$dB = B(r+dr) - B(r) = dB(\text{émission}) - dB(\text{extinction}) \quad 1-18$$

En reportant les définitions du  $dB(\text{émission})$  et du  $dB(\text{extinction})$  dans 1-18, on a

$$dB = \kappa_e dr (J - B) \quad 1-19$$

Le  $\kappa_e dr$  sans dimension est souvent abrégé par le  $d\tau = \kappa_e dr$ , où le  $d\tau$  s'appelle un incrément de profondeur optique. Alors nous obtenons l'équation

$$\frac{dB}{d\tau} + B = J \quad 1-20$$

ce qui est connu comme l'équation de transfert.

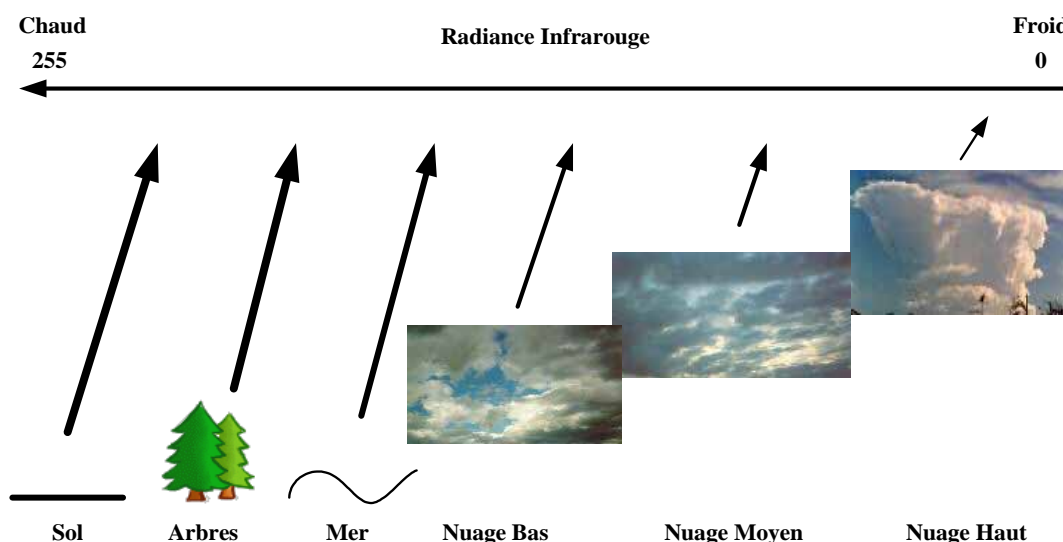
### 1.1.4 Télédétection des nuages dans le canal infrarouge

Un nuage se forme lorsque le taux de vapeur d'eau dans les masses d'air dépasse le taux dit de saturation. Ceci est généralement provoqué par un refroidissement d'une masse d'air humide lors de son mouvement (refroidissement isobare, détente adiabatique) ou par un accroissement de l'humidité : la transformation de la vapeur d'eau atmosphérique en nuage est donc fonction du mouvement des particules et de leur évolution thermodynamique. Cependant, la présence d'un nuage n'est pas toujours associée à la formation de précipitations, il faut un certain nombre de conditions atmosphériques pour leur déclenchement. Les précipitations sont le résultat de processus thermodynamiques complexes qui ont lieu à différentes échelles spatiales. On discutera plus en détail les processus de précipitation dans les nuages convectifs en chapitre 2.

Les instruments infrarouges ou visibles ne peuvent détecter qu'une faible partie des particules nuageuses puisqu'ils n'ont qu'une vue de dessus des nuages et ne voient rien à l'intérieur. Dans la région infrarouge du spectre, le rayonnement émis par les nuages dépend principalement de leur température. Si l'on suppose que l'émissivité d'un nuage est égale à 1 (corps noir), le rayonnement émis vers le haut est fonction de la température de son sommet. Un nuage froid (d'altitude élevée), émet moins qu'un nuage plus chaud, donc plus bas, voir la Figure 1.6. En réalité, certains nuages sont semi transparent, et ils ont une émissivité inférieure à 1.

Gagin et al [1985] ont trouvé des relations liant la hauteur du sommet des échos radar avec l'intensité et la durée des précipitations. Ainsi, on peut trouver un lien entre la température mesurée par satellite et les pluies, puisque la température est reliée à la hauteur des nuages [Houze et Betts, 1981; Houze, 1989].

Ceci s'explique en supposant que la production de pluie d'un nuage est fonction de son activité convective et que l'activité convective peut être représentée par la hauteur du sommet du nuage. Ainsi, la température au sommet du nuage, qui est reliée à sa hauteur, peut être une indice de sa productivité de pluie.



**Figure 1.6** La simulation de la radiance infrarouge sur différents objets.

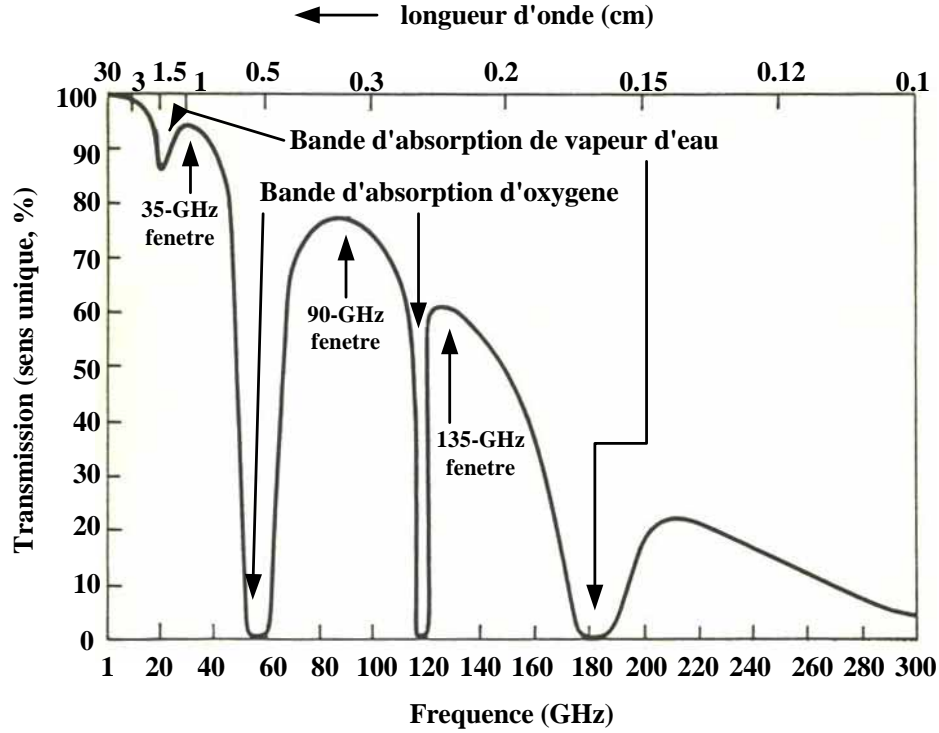
## 1.2 L'interaction des micro-ondes avec les nuages et les précipitations

### 1.2.1 Introduction

La surface terrestre et l'atmosphère influent de diverses manières sur le rayonnement micro-ondes. Ceci permet de remonter à certains paramètres concernant la surface (état de la mer et vent à sa surface, température de surface, émissivité) et pour ce qui nous intéresse à des paramètres atmosphériques (vapeur d'eau, particules nuageuses et de précipitation). Quand on utilise les instruments micro-ondes pour détecter les paramètres de l'atmosphère, l'activité des constituants atmosphériques sur la diffusion, l'absorption et l'émission permet de remonter à un certain nombre d'informations. Le spectre micro-ondes fournit une grande gamme des conditions de transmission. Dans la région des plus basses fréquences, 1 à 15 GHz, l'atmosphère est presque transparente même s'il y a des nuages. Cette bande est donc très utile pour les observations satellitaires des surfaces continentales et océaniques. Les très grosses gouttes de précipitation influent cependant à ces longueurs d'onde (10 GHz). Les résonances d'absorption ou d'émission résultent des raies d'absorption de la vapeur d'eau à 22.2 GHz et à 183.3 GHz; de l'oxygène dans les 50 à 70 GHz et le 118.7 GHz. Ces bandes peuvent être employées pour déterminer le profil vertical de la vapeur d'eau et de la température par les mesures radiométriques autour des maximum d'absorption. Entre les maximum d'absorption, il existe les « fenêtres atmosphériques » qui conviennent aux observations de surface à 35 GHz, à 90 GHz et à 135 GHz (voir Figure 1.7), mais où les grosses particules de précipitation jouent également un rôle.

Les micro-ondes actives (radars) permettent de mesurer l'altitude des nuages ou des précipitations et la quantité d'eau correspondante. Il existe en effet une relation entre la réflectivité et la quantité de l'eau du nuage. Aux longueurs d'ondes radar appropriées (sensibles aux grosses particules de précipitations), on peut lier la quantité d'eau détectée par le radar au taux de précipitations.

Les micro-ondes passives (émises et modifiées par le milieu naturel) sont également sensibles aux particules nuageuses et aux précipitations. Leur mesure permet donc également de remonter à ces paramètres, moyennant certaines hypothèses. Dans la prochaine section, nous présentons particulièrement l'interaction des micro-ondes avec les nuages et les précipitations.



**Figure 1.7** Pourcentage de transmission par l'atmosphère, dans la direction verticale et sous la condition de ciel clair [Ulaby et al., 1981].

### 1.2.2 L'absorption de la vapeur d'eau

Dans la région des micro-ondes entre 1 à 300 GHz, la vapeur d'eau a des lignes d'absorption à 22.2 et à 183.3 GHz. A une fréquence  $f$  au-dessous de 100 GHz, le coefficient d'absorption de vapeur d'eau total,  $\kappa_{eau}$  peut s'écrire

$$\kappa_{eau}(f) = \kappa(f, 22) + \kappa_r(f) \quad \text{db/km} \quad 1-21$$

où  $\kappa(f, 22)$  est le coefficient d'absorption à 22.2 GHz et le  $\kappa_r(f)$  est la fonction résiduelle représentant la contribution de toutes les absorptions de vapeur d'eau à haute fréquence. Comme les valeurs calculé par Waters en 1976 pour les paramètres de transition de 22.2 GHz, 1-21 prend la forme

$$\kappa(f, 22) = 2f^2 \rho \left( \frac{300}{T} \right)^{\frac{5}{2}} e^{\frac{-644}{T}} \left[ \frac{\gamma_1}{((494.4 - f^2)^2 + 4f^2\gamma_1^2)} \right] \quad \text{db/km} \quad 1-22$$

où le paramètre de largeur de ligne  $\gamma_1$  est donnée par

$$\gamma_1 = 2.85 \left( \frac{P}{1013} \right) \left( \frac{300}{T} \right)^{0.626} \left[ 1 + 0.018 \left( \frac{\rho T}{P} \right) \right] \quad \text{GHz} \quad 1-23$$

Dans les formules ci-dessus,  $f$  et  $\gamma_1$  sont en GHz,  $T$  est en Kelvins,  $\rho$  est en  $\text{gm}^{-3}$  et  $P$  est la pression atmosphérique en millibars.

Le coefficient d'absorption résiduel  $\kappa_r(f)$  est

$$\kappa_r(f) = 2.4 \times 10^{-6} f^2 \rho \left( \frac{300}{T} \right)^{\frac{3}{2}} \gamma_1 \quad \text{dB / km} \quad 1-24$$

Le coefficient constant dans l'expression ci-dessus a été déterminé empiriquement pour que l'absorption calculée soit plus proche des valeurs mesurées. En combinant 1-22 et 1.24, nous obtenons le coefficient d'absorption de vapeur d'eau total aux fréquences au-dessous de 100 GHz :

$$\kappa_{\text{eau}}(f) = 2f^2 \rho \left( \frac{300}{T} \right)^{\frac{3}{2}} \gamma_1 \times \left[ \left( \frac{300}{T} \right) e^{\frac{-644}{T}} \frac{1}{((494.4 - f^2)^2 + 4f^2 \gamma_1^2)} + 1.2 \times 10^{-6} \right] \quad \text{dB/km} \quad 1-25$$

Les contributions des absorptions de vapeur d'eau à haute fréquence et à 183.31 GHz étaient approximées par une simple forme d'absorption « résiduelle ». Une expression complète devrait être employée pour les 22.2 GHz et 183.3 GHz. Pour la gamme de fréquence jusqu'à 300 GHz, il est suffisamment précis pour faire une addition sur dix transitions de la plus basse fréquence, ainsi le  $\kappa_{\text{eau}}(f)$  est donné

$$\kappa_{\text{eau}}(f) = \sum \kappa(f, f_{mr}) \quad 1-26$$

où l'addition est sur des dix lignes de basses-fréquences. On prend le coefficient d'absorption

$$\kappa_{\text{eau}}(f) = 4.34 \times 10^3 \left( \frac{4\pi}{c} \right) f \rho \left( T^{-\frac{5}{2}} \right) \times \sum S_{mr} f_{mr} e^{\frac{-E}{kT}} F_G(f, f_{mr}) \quad \text{dB/km} \quad 1-27$$

Si nous indiquons  $mr=1$  pour représenter la ligne de 22.2 GHz,  $mr=2$  pour représenter le 183.3 GHz, et ainsi de suite, en présentant la fonction de ligne  $F_G$  et en normalisant  $T$  à 300 K,  $f_{mr}$  est la fréquence de résonance,  $S_{mr}$  est la ligne de vapeur d'eau, l'expression ci-dessus devient

$$\kappa_{\text{eau}}(f) = 1.5 \times 10^{-10} f^2 \rho \left( \frac{300}{T} \right)^{\frac{5}{2}} \times \sum S_{i0} f_i^2 e^{\frac{-E_i}{kT}} \left[ \frac{\gamma_1}{((f_i^2 - f^2)^2 + 4f^2 \gamma_i^2)} \right] \quad \text{dB/km} \quad 1-28$$

Si nous définissons l'énergie,  $E_i' = E_i / k$ , une paramètre  $A_i = (S_{i0} f_i^2) / (S_{10} f_1^2)$  et présentons le facteur approprié de conversion de sorte que  $f$ ,  $f_i$  et  $\gamma_i$  sont en GHz, 1-28 devient

$$\kappa_{\text{eau}}(f) = 2f^2 \rho \left( \frac{300}{T} \right)^{\frac{5}{2}} \times \sum_{i=1}^{10} A_i e^{\frac{-E_i'}{T}} \left[ \frac{\gamma_i}{((f_i^2 - f^2)^2 + 4f^2 \gamma_i^2)} \right] \quad \text{dB/km} \quad 1-29$$

Les valeurs de  $A_i$ , de  $E_i'$  et de  $f_i$  pour les deux fréquences ont été extraites aussi par Waters, voir Tableau 1-1. Le paramètre  $\gamma_i$  est donné

$$\gamma_i = \gamma_{i0} \left( \frac{P}{1013} \right) \left( \frac{300}{T} \right)^x \left[ 1 + 10^{-2} a_i \left( \frac{\rho T}{P} \right) \right] \quad \text{GHz} \quad 1-30$$

où  $\gamma_{i0}$ ,  $a_i$  et  $x$  sont montrés dans le Tableau 1.1.  $P$  est en millibars,  $T$  est en Kelvins et  $\rho$  est en  $\text{g/m}^3$ .

$i$	$f_i$	$E_i'$	$A_i$	$\gamma_{i0}$	$a_i$	$x$
1	22.235	644	1.0	2.85	1.75	0.626
2	183.31	196	41.9	2.68	2.03	0.649

**Tableau 1.1** Les paramètres de la ligne des transitions d'absorption de vapeur d'eau.

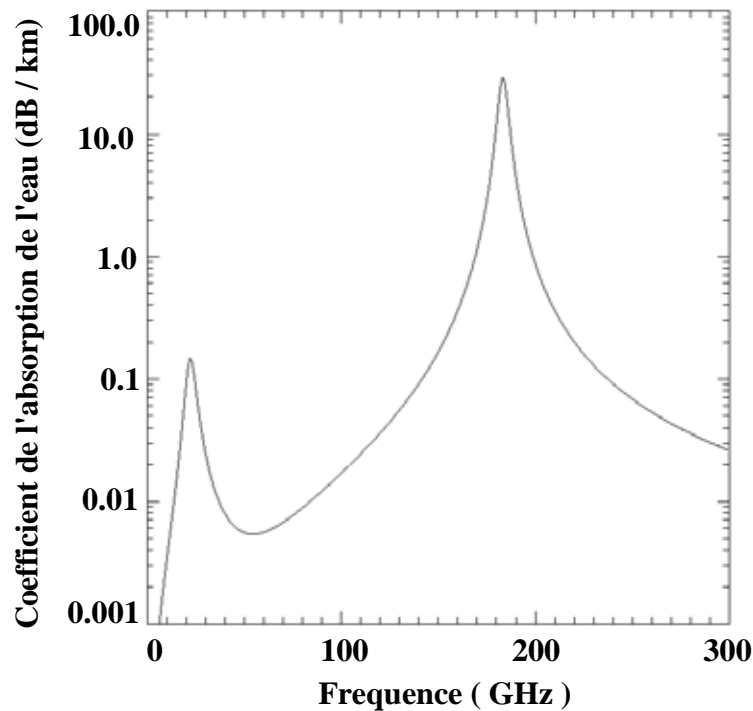
Comme montré dans la figure 1.8, la courbe vient de  $\kappa_{\text{eau}}'(f)$  qui est égale à  $\kappa_{\text{eau}}(f)$  de 1-29 plus une correction  $\Delta\kappa(f)$ :

$$\kappa_{\text{eau}}'(f) = \kappa_{\text{eau}}(f) + \Delta\kappa(f) \quad \text{db/km} \quad 1-31$$

La correction  $\Delta\kappa(f)$  a été empiriquement dérivée par Gaut et Reifenstein en 1971 à l'aide d'une comparaison des valeurs calculées du coefficient d'absorption avec des données mesurées :

$$\Delta\kappa(f) = 4.69 \times 10^{-6} \rho \left( \frac{300}{T} \right)^{2.1} \left( \frac{P}{1000} \right) f^2 \quad \text{dB/km} \quad 1-32$$

La figure 1.8 montre le spectre d'absorption de la vapeur d'eau pour des états typiques de niveau de la mer comme  $T=300 \text{ K}$ ,  $P=1013 \text{ mbar}$  et  $\rho=7.5 \text{ g/m}^3$ . La formule 1-31 est représentée bien la région d'absorption de vapeur d'eau de 100 à 300 GHz et est aussi valide pour les fréquences au-dessous de 100 GHz.



**Figure 1.8** Le coefficient d'absorption de vapeur d'eau en fonction de la fréquence.

### 1.2.3 L'extinction et l'émission par les nuages et les précipitations

La théorie jusqu'à ici a été limitée à l'état du ciel clair, où l'absorption et l'émission sont dues seulement aux gaz atmosphériques et sont le résultat de la transition entre les niveaux d'énergie des différentes molécules. L'interaction du rayonnement électromagnétique avec des particules, comme les gouttes dans le nuage, le brouillard, la neige et la pluie, est différente de nature : il s'agit de l'absorption par liquide et la diffusion. Dans cette section nous considérons d'abord l'interaction avec une seule particule et ensuite nous traitons le cas d'un grand nombre de particules dans le volume.

Le coefficient d'extinction de volume est géré par la densité, la forme, et les propriétés de distribution de taille et de constante diélectrique des particules contenues dans le volume. En prolongeant les résultats pour une seule particule à l'ensemble contenant entre eux, on suppose qu'ils sont distribués au hasard dans le volume, et donc les contributions de ces particules peuvent être cumulées en supposant un processus incohérent (en considérant les phases des champs dispersées au hasard). En plus des hypothèses ci-dessus, on supposera ci-dessous que les particules sont sphériques, ce qui est une hypothèse raisonnable pour la plupart des gouttelettes d'eau et des particules de glace dans l'atmosphère. Bien que des modèles aient été développés pour expliquer la nature non-sphérique des gouttelettes de pluie, la différence entre leurs résultats et ceux obtenus pour des gouttelettes sphériques sont habituellement semblables aux incertitudes statistiques dues à d'autres paramètres tels que la distribution de taille des gouttes : Drop-Size-Distribution(DSD).

Considérant l'interaction électromagnétique avec la particule sphérique individuelle, toute la puissance total de l'onde incidente est  $P_{tot}=P_a+P_s$ , et la section d'extinction (ou atténuation)  $Q_e$  et l'efficacité  $E_e$  sont définies comme :

$$Q_e = Q_a + Q_s \quad 1-33$$

$$E_e = E_a + E_s \quad 1-34$$

où  $P_a$  est la puissance d'absorption et  $P_s$  est la puissance de diffusion.  $Q_a$  est la section d'absorption égale à  $P_a / S_i$ ,  $S_i$  est la densité de la puissance incidente.  $Q_s$  est la section de diffusion égale à  $P_s / S_i$ .  $E_a$  est le facteur d'efficacité d'absorption égale à  $Q_a / \pi r^2$  pour une particule sphérique de rayon  $r$ .  $E_s$  est le facteur d'efficacité de diffusion égal à  $Q_s / \pi r^2$ . D'un intérêt particulier pour la météorologie radar est la densité de puissance rétrodiffusée vers la source de rayonnement. C'est  $S_s$  à un angle d'incidence égal à  $\pi$  et la section efficace de rétro-diffusion du radar  $\sigma_b$  est définie comme

$$\sigma_b = 4\pi R^2 \left( \frac{S_s(\pi)}{S_i} \right) \quad \text{m}^2 \quad 1-35$$

où  $R$  est la distance entre la particule diffusante et la source de rayonnement.

### 1.2.3.1 La diffusion de Mie (*Mie Scattering*)

La solution pour la diffusion et l'absorption des ondes électromagnétiques par une sphère diélectrique de rayon arbitraire  $r$  est due à Mie. Elle est formulée comme suit :

$$\chi = k_b r = \frac{2\pi r}{\lambda_b} = \frac{2\pi r}{\lambda_0} (\epsilon'_{rb})^{1/2} \quad 1-36$$

et

$$n = n_p / n_b = (\epsilon_{cp} / \epsilon_{cb})^{1/2} \quad 1-37$$

où  $k_b$  est le nombre d'onde dans le milieu ambiant, le  $\epsilon'_{rb}$  est la partie réelle de la constante diélectrique relative au milieu ambiant,  $\lambda_b$  est la longueur d'onde dans le milieu ambiant,  $\lambda_0$  est la longueur d'onde dans l'espace libre,  $n_p$  et  $n_b$  sont les indices de réfraction complexes du matériau sphérique des particules et du milieu ambiant,  $\epsilon_{cp}$  et  $\epsilon_{cb}$  sont les constantes diélectriques complexes correspondantes. Quand le milieu ambiant est l'air, nous avons  $\epsilon'_{rb} = 1$ ,  $n_b = 1$  et  $\lambda_b = \lambda_0$ .

### 1.2.3.2 L'approximation de Rayleigh

Si la taille particulière est beaucoup plus petite que la longueur d'onde de l'onde incidente, de sorte que  $|n\chi| \ll 1$ , l'expression de Mie pour  $E_s$  et  $E_e$  peut se réduire à une expression simple, connue sous le nom d'approximation de Rayleigh. Spécifiquement, si seulement les termes les plus significatifs du développement en série de  $E_s$  et de  $E_e$  sont conservés, l'expression de Mie prend la forme

$$E_s = \left( \frac{8}{3} \right) \chi^4 |K|^2 + \dots \quad 1-38$$

et



$$E_e = 4\chi \operatorname{Im}\{-K\} + \left(\frac{8}{3}\right)\chi^4 |K|^2 + \dots \quad 1-39$$

où  $\operatorname{Im}$  signifie partie imaginaire et  $K$  est une quantité complexe définie en fonction de l'indice de réfraction complexe  $n$  (de la gouttelette au milieu ambiant)

$$K = \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} = \frac{\varepsilon_c - 1}{\varepsilon_c + 2} \quad 1-40$$

$\varepsilon_c = n^2$  est la constante diélectrique complexe de la gouttelette relativement au milieu ambiant. L'absorption efficace  $E_a$  est obtenue à partir de 1-38 et de 1-39

$$E_a = E_e - E_s = 4\chi \operatorname{Im}\{-K\} \quad 1-41$$

Les sections de diffusion et d'absorption sont

$$Q_s = \left(\frac{2\lambda^2}{3\pi}\right) \chi^6 |K|^2 \quad 1-42$$

$$Q_a = \left(\frac{\lambda^2}{\pi}\right) \chi^3 \operatorname{Im}\{-K\} \quad 1-43$$

Puisque  $Q_s$  varie avec  $\chi^6$  et  $Q_a$  varie avec  $\chi^3$ ,  $Q_a$  est plus grand que  $Q_s$  dans la région de Rayleigh ( $\chi < 1$ ).

### 1.2.3.3 La section de rétro-diffusion (backscattering cross-section)

La solution de Mie pour le champ diffusé par une particule sphérique mène à l'expression suivante pour l'efficacité de rétro-diffusion  $E_b$  (section normalisée de rétro-diffusion radar) :

$$E_b = \frac{\sigma_b}{\pi r^2} = (1/\chi^2) \left| \sum_{l=1}^{\infty} (-1)^2 (2l+1)(a_l - b_l) \right|^2 \quad 1-44$$

Les coefficients de Mie,  $a_l$  et  $b_l$  sont fonction du  $n$  et du  $\chi$ . Le  $\chi$  se déplace vers des valeurs basses nous amenant à la région de Rayleigh, correspondant à  $|n\chi|$  inférieur à 0.5. 1-44 se réduit à

$$E_b = 4\chi^2 |K| \quad 1-45$$

ceci est connu en tant que rétro-diffusion de Rayleigh.

### 1.2.3.4 La diffusion du volume

Dans le volume de nuage ou de pluie, on suppose que les particules sont distribués au hasard dans le volume, de sorte qu'il n'y ait aucun rapport cohérent de phase entre les champs dispersés par les différentes particules, ce qui permet l'utilisation de la théorie de diffusion incohérente pour calculer l'absorption et la diffusion par un volume contenant beaucoup de particules. En plus, la concentration des particules est

habituellement assez petite pour soutenir l'hypothèse que le masquage d'une particule par d'autres peut être ignoré. Ces deux hypothèses mènent à la conclusion que la section totale de diffusion par un volume est égale à la somme algébrique de la section de diffusion de toutes les particules contenues dans ce volume. Ainsi le coefficient de diffusion de volume  $\kappa_s$  est défini comme la section de diffusion totale par volume unitaire et ses unités sont  $Npm^{-3} \times m^2 = Np \text{ m}^{-1}$ . La gamme des tailles des particules contenues dans une masse de nuage ou de pluie habituellement est décrite par une fonction Drop-Size-Distribution  $p(r)$  qui définit la concentration partielle des particules par volume unitaire et par incrément d'unité du rayon  $r$ . Par conséquent  $\kappa_s$  est donné par :

$$\kappa_s = \int_{r_1}^{r_2} p(r) Q_s(r) dr \quad 1-46$$

où  $Q_s$  est la section de la diffusion de la sphère de rayon  $r$ ,  $r_1$  et  $r_2$  sont les limites basse et haute des rayons de gouttelette contenus dans le nuage. Le  $\kappa_s$  est également exprimé en efficacité de diffusion  $E_s = Q_s / \pi r^2$  et  $\chi = 2\pi r / \lambda_0$

$$\kappa_s = \left( \frac{\lambda_0^3}{8\pi^2} \right) \int_0^\infty \chi^2 p(\chi) E_s(\chi) d\chi \quad 1-47$$

Des expressions semblables peuvent être écrites pour l'absorption de volume, l'extinction et le coefficient de rétro-diffusion  $\kappa_a$ ,  $\kappa_e$  et  $\sigma_v$  en remplaçant  $E_s$  dans 1-45 avec  $E_a$ ,  $E_e$  et  $E_b$ . Le  $\sigma_v$  est le coefficient de rétro-diffusion de volume, également appelé réflectivité de radar. L'efficacité de rétro-diffusion  $E_b$  est définie comme  $\sigma_b / \pi r^2$ .

### 1.2.4 L'extinction et la rétro-diffusion par les nuages

Pour la particule individuelle, l'approximation de Rayleigh est applicable si  $|n\chi| < 0.5$ . La plupart des nuages d'eau (excepté les nuages produisant de la pluie) ne contiennent pas de particules des rayons supérieurs à 0.1 mm. Pour des particules d'eau et de glace, l'indice de réfraction est tel que la section d'absorption  $Q_a$  est beaucoup plus grande que la section de diffusion  $Q_s$  dans la région de Rayleigh. Le coefficient d'extinction de volume de nuage  $\kappa_{ec}$  est donc approximativement égal au coefficient d'absorption de volume, et est donné par un cumul de la section d'absorption de toutes les particules contenues dans un volume unitaire du nuage :

$$\kappa_{ec} = \sum_{i=1}^{N_v} Q_a(r_i) \quad 1-48$$

où  $N_v$  est le nombre de particules par volume unitaire et  $r_i$  est le rayon de la  $i^{\text{ème}}$  particule. On prend 1-43 pour  $Q_a(r_i)$ , puis on transforme 1-48 :

$$\kappa_{ec} = \left( \frac{8\pi^2}{\lambda_0^2} \right) \text{Im}\{-K\} \sum_{i=1}^{N_v} r_i^3 \quad 1-49$$

La quantité de l'eau du nuage,  $m_v (g / m^3)$ , est égale à la fraction de volume rempli par

les particules multipliée par la densité de l'eau,  $10^6 \text{ (g / m}^3\text{)}$ . Donc pour  $N_v$  particules par volume unitaire

$$m_v = 10^6 \times \left( \frac{4\pi}{3} \right) \sum_{i=1}^{N_v} r_i^3 \quad 1-50$$

A l'aide de la forme de l'expression ci-dessus  $\kappa_{ec}$  se simplifie en  $\kappa_{ec} = \kappa_1 m_v (Np / m)$  où

$$\kappa_1 = \left( \frac{6\pi}{\lambda_0} \right) \text{Im}\{-K\} \times 10^{-6} \quad 1-51$$

est le coefficient d'extinction de volume (ou atténuation) en nepers par mètre pour une quantité d'eau de  $1 \text{ g / m}^3$ . Si  $\lambda_0$  est exprimé en centimètres et  $\kappa_{ec}$  est exprimé en  $\text{dB / km}$  par multiplication de  $\kappa_{ec} (Np / m)$  avec  $4.34 \times 10^3$ , 1-51 devient

$$\kappa_1 = 0.434 \left( \frac{6\pi}{\lambda_0} \right) \text{Im}\{-K\} \quad \text{dBkm}^{-1} \text{g}^{-1} \text{m}^3 \quad 1-52$$

Le facteur  $K$  dans 1-52 est une fonction de la constante diélectrique complexe du matériau, qui est une fonction de la longueur d'onde  $\lambda_0$  (ou de la fréquence micro-ondes,  $f$ ) et de la température physique du matériau  $T$ . Un autre coefficient important est le coefficient de rétro-diffusion de volume. Dans la région de Rayleigh, la section de rétro-diffusion d'une particule sphérique individuelle de rayon  $r$  est donnée par :

$$\sigma_b = \pi r^2 E_b = \left( \frac{64\pi^5}{\lambda_0^4} \right) r^6 |K|^2 \quad \text{m}^2 \quad 1-53$$

Cumulé sur  $N_v$  particules par volume unitaire, le coefficient de rétro-diffusion de volume de nuage  $\sigma_{vc}$  est exprimé par :

$$\sigma_{vc} = \sum_{i=1}^{N_v} \sigma_b(r_i) = \left( \frac{64\pi^5}{\lambda_0^4} \right) |K|^2 \sum_{i=1}^{N_v} r_i^6 \quad \text{m}^{-1} \quad 1-54$$

Le facteur  $Z$  de réflectivité est défini par :

$$Z = \sum_{i=1}^{N_v} d_i^6 \quad 1-55$$

où  $d_i = 2r_i$  est le diamètre de la  $i^{\text{ème}}$  particule. Avec  $d_i$  exprimé en mètres,  $Z$  a les dimensions de mètres à puissance 6 par mètre cube. En convertissant  $Z$  de  $\text{m}^6$  par  $\text{m}^3$  en  $\text{mm}^6$  par  $\text{m}^3$  et en exprimant  $\lambda_0$  en centimètres, 1-54 devient

$$\sigma_{vc} = 10^{-10} \left( \frac{\pi^5}{\lambda_0^4} \right) |K|^2 Z \quad \text{m}^{-1} \quad 1-56$$

Pour des nuages d'eau, le facteur  $Z_w$  de réflectivité a été rapporté par Atlas en 1964 à la quantité d'eau nuageuse  $m_v(g / m^3)$  par l'expression :

$$Z_w = 4.8 \times 10^{-2} m_v^2 \quad 1-57$$

Les cristaux de glace dans les nuages de glace peuvent atteindre des tailles un ordre de grandeur plus élevé que les gouttelettes de l'eau qui sont trouvés dans les nuages d'eau. Par conséquent le facteur  $Z_i$  de réflectivité d'un nuage de glace est défini comme :

$$Z_i = 9.21 \times 10^3 m_v^4 \quad 1-58$$

En insérant 1-57 dans 1-56 et en insérant 1-58 dans 1-56, nous obtenons l'expression suivante des coefficients de rétro-diffusion de volume des nuages d'eau et des nuages de glace :

$$\sigma_{vwc} = \left( \frac{1.47}{\lambda_0^4} \right) \times 10^{-9} |K_w|^2 m_v^2 \quad m^{-1} \quad 1-59$$

$$\sigma_{vic} = \left( \frac{2.82}{\lambda_0^4} \right) \times 10^{-4} |K_i|^2 m_v^4 \quad m^{-1} \quad 1-60$$

Physiquement, le  $\sigma_v (m^{-1})$  représente la section de rétro-diffusion ( $m^2$ ) par volume unitaire ( $m^3$ ). Comme 1-59 et 1-60, l'intensité de  $\sigma_v$  est faible dans la région micro-onde. La quantité d'eau d'un nuage est typiquement moins de  $1 g / m^3$  et excède rarement  $4 g / m^3$ . Le facteur  $|K|^2$  pour l'eau varie entre 0.89 et 0.93 pour les températures de 0 à 20°C et la gamme de longueurs d'ondes de 1 à 10 centimètres. Par conséquent, pour  $\lambda_0 = 1 cm$  et  $m_v = 1 g / m^3$ , nous prenons  $\sigma_{vwc} \sim 1.3 \times 10^{-9} m^{-1}$ . pour la glace,  $|K_i|^2 \sim 0.2$ , qui est environ 4.5 fois plus petit que  $|K_w|^2$ , mais en raison de la valeur beaucoup plus grande de  $Z_i$  par rapport à  $Z_w$ , les nuages de glace sont beaucoup plus faciles à détecter par le radar.

### 1.2.5 L'extinction et la rétro-diffusion par les pluies

Les gouttes de pluie ont en général un diamètre un ou deux ordres de tailles supérieur aux gouttelettes de nuage. En conséquence, tandis que pour des nuages, l'approximation de Rayleigh est valable à environ 50 GHz, l'approximation de Rayleigh pour la pluie est valable sous une condition du taux de précipitations très bas aux fréquences supérieures à 30 GHz. Ainsi la diffusion de Mie devrait être utilisée pour calculer l'absorption et la diffusion dans un volume de pluie même aux basses fréquences micro-ondes.

Pour la « Drop-Size Distribution »  $p(r)$ , où le  $r$  est le rayon, le coefficient d'extinction de volume (atténuation)  $\kappa_{er}$  de la pluie peut être obtenu par :

$$\kappa_{er} = \left( \frac{\lambda_0^3}{8\pi^2} \right) \int_0^\infty \chi^2 p(\chi) E_e(\chi) d\chi \quad 1-61$$

où  $\chi = \frac{2\pi r}{\lambda_0}$  et  $E_e(\chi)$  est le coefficient d'extinction de Mie.

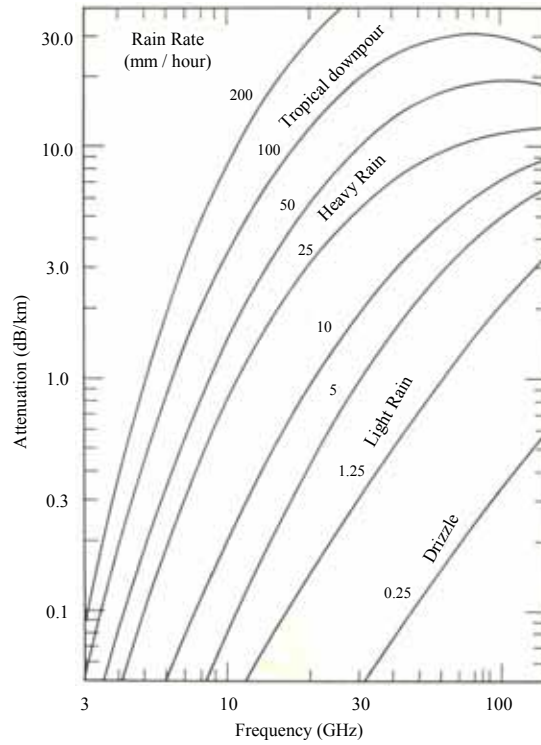
Au point de vue pratique, il est souhaitable de relier le coefficient d'extinction  $\kappa_{er}$  directement au taux de pluie  $R_r$ . La relation générale utilisée est de la forme

$$\kappa_{er} = \kappa_l R_r b \quad \text{dBkm}^{-1} \quad 1-62$$

où  $\kappa_l$  est en  $\text{dBkm}^{-1}$  par  $\text{mm hr}^{-1}$ ,  $R_r$  est le taux de précipitation en  $\text{mm hr}^{-1}$ , et  $b$  est un paramètre sans dimensions. Les  $\kappa_l$  et  $b$ , qui sont des fonctions de la longueur d'onde  $\lambda_0$ , sont déterminés en adaptant 1-62 aux valeurs calculées de  $\kappa_{er}$  pour le Drop-Size-Distribution. La distribution détermine le taux de précipitation  $R_r$  par la relation

$$R_r = 6\pi \times 10^{-4} \sum_{i=1}^{N_v} v_i d_i^3 \quad \text{mmhr}^{-1} \quad 1-63$$

où  $v_i (\text{ms}^{-1})$  est la vitesse terminale,  $d_i (\text{mm})$  est le diamètre de la  $i^{\text{ème}}$  goutte pluie et  $N_v (\text{m}^{-3})$  est le nombre total de gouttes par volume unitaire. La figure 1-9 montre l'atténuation en fonction de la fréquence à divers taux de pluie.



**Figure 1.9** L'atténuation en fonction de la distance horizontale à divers taux de pluie [Ulaby et al., 1981].

En général, le coefficient de rétro-diffusion de volume de pluie  $\sigma_{vr}$ , peut être calculé en utilisant 1-61 avec le  $\kappa_{er}$  remplacé par le  $\sigma_{vr}$  et  $E_e$  remplacé par l'efficacité de rétro-diffusion de Mie  $E_b$ , comme défini en 1-44. Le coefficient de rétro-diffusion de volume de Rayleigh est indiqué par la même expression développée pour des nuages

$$\sigma_{vc} = 10^{-10} \left( \frac{\pi^5}{\lambda_0^4} \right) |K_w|^2 Z \quad \text{m}^{-1} \quad 1-64$$

où  $|K_w|$  est une fonction de l'indice de réfraction de l'eau et est obtenu par 1-40. Pour la pluie, 1-64 est suffisant pour des fréquences au-dessous de 10 GHz.

La relation entre  $Z$  et le taux de pluie  $R_r$  dépend de la « Drop-Size-Distribution ». Une expression largement appliquée, développée par Marshall et Palmer en 1948 est donnée

$$Z = 200 R_r^{1.6}, \text{ pour } f < 10 \text{ GHz} \quad 1-65$$

Aux fréquences supérieures à 10 GHz, on peut continuer à employer la forme de 1-64 en déterminant empiriquement un facteur de réflectivité efficace  $Z_e$  qui adapte le 1-64. La relation a été déterminée en calculant le  $\sigma_{vc}$  à 0°C en utilisant la diffusion de Mie et le « Drop-Size-Distribution » de Marshall et Palmer, puis on calcule  $Z_e$  en inversant 1-64

$$Z_e = \frac{\lambda_0^4 \sigma_{vc} \times 10^{10}}{\pi^5 |K_w|^2} \quad 1-66$$

Il y a aussi beaucoup d'études sur des relations de la forme suivante :

$$Z = a * R_r^b \quad 1-67$$

où  $a$  et  $b$  sont des coefficients indépendants de  $R$ . Pour déterminer ces deux valeurs, les mesures expérimentales ont été utilisées, comme par exemple le radar Doppler en visée verticale. Selon des distributions, on peut avoir le  $Z$  et  $R$  ensuite on ajuste une courbe de régression aux valeurs mesurées, ce qui donne  $a$  et  $b$ . Les divers types de précipitations et les conditions climatologiques influencent des valeurs des deux coefficients. Récemment Haddad et al. [1997] ont proposé une nouvelle paramétrisation de la distribution de la taille des gouttes

$$Z = 268 R_r^{1.49} \quad 1-68$$

à l'aide des données micro-ondes recueillies dans le projet TOGA-COARE.

## Chapitre 2

# Interprétation des propriétés des systèmes convectifs

### 2.1 Introduction

Que nous parlions d'un cyclone dans l'Océan Indien, d'un typhon dans l'Océan Pacifique ou d'un ouragan dans l'Océan Atlantique ou bien d'une tempête ou d'un orage au-dessus des continents, il s'agit toujours de systèmes convectifs. Les météorologistes donnent à ces systèmes ces divers noms qui évoquent tous des situations qui sont habituellement responsables de dommages importants. Généralement, un Système Convectif à Mesoéchelle (MCS pour Mesoscale Convective System) est beaucoup plus grand qu'une ligne de grains ou un orage individuel. Ce sont les MCSs qui sont les systèmes nuageux convectifs les plus étendus. Les vents associés aux MCSs sont des phénomènes locaux importants et particulièrement près des côtes du continent; ainsi beaucoup d'efforts sont faits pour prévoir l'effet des MCSs sur de courtes échelles de temps. Ces systèmes produisent également une grande partie des précipitations sur la Terre et ils ont donc leur importance du point de vue climatique.

Les Complexes Convectifs à Mesoéchelle (Mesoscale Convective Complexes ou MCCs) ont été identifiés par Maddox [1980] ; ce sont les systèmes les plus courants parmi les systèmes convectifs de mesoéchelle. Ces systèmes ont été étudiés pendant une longue période en raison de leurs caractéristiques et parce qu'ils peuvent causer de graves dommages sur la terre. Un système à mesoéchelle a par définition une couverture horizontale nuageuse qui a une extension d'au moins  $10^4 \text{ km}^2$  et son altitude peut atteindre le sommet de la troposphère, au moins 10 km au dessus de la surface. Ainsi une manière efficace d'étudier ces systèmes est d'employer les images satellitaires. Un certain nombre d'études des systèmes convectifs ont été proposées, avec différents satellites, différentes méthodes et pour différentes régions dans le monde, comme par exemple Houze et Betts [1981] qui ont étudié le secteur Atlantique tropical de GATE avec les observations multiples; Laing et Fritsch [1993] qui ont utilisé les images infrarouge d'INSAT au-dessus du continent Indien; Chen et al. [1996] qui ont étudié la région de TOGA COARE sur l'Océan Pacifique occidental avec les données de GMS; Machado et al. [1998] qui ont utilisé les données de GOES pour étudier la région de l'Amérique; Gambheer et Bhat [2000] qui ont employé les images infrarouge d'INSAT-1B au-dessus de l'Océan Indien; Mathon et Laurent [2001] qui ont étudié la bande Sahélienne, à l'ouest de l'Afrique, avec les images de METEOSAT.

Dans ce chapitre, nous présentons la définition des MCSs et nous expliquons la structure théorique d'un MCS et le rôle joué par les précipitations associées.

## 2.2 La structure d'un système convectif à meso-échelle (MCS)

D'abord, nous passons en revue plusieurs études de systèmes convectifs qui ont été faites à partir d'images satellites. Puis nous donnons une définition générale des MCS et finalement nous présentons les régions convectives et stratiformes d'une MCS qui sont des parties à distinguer dans un système.

### 2.2.1 L'identification d'un MCS

Les MCSs se présentent avec une diversité de formes. Cependant, ils ont plusieurs caractères en commun. Par exemple, ils exhibent tous une grande zone de précipitation, qui peut être en partie de type stratiforme et en partie de type convectif. Cette observation aide à définir un MCS comme un système nuageux qui se développe en liaison avec un ensemble d'orages et génère une zone contigüe de précipitation d'environ 100 km de long ou d'avantage, dans au moins une direction. Cette définition tient compte du fait que quelques systèmes convectifs à mesoéchelle peuvent être longs et étroits. Bien sur il est difficile d'obtenir la surface précise de la zone de précipitation avec des observations de stations locales, tandis qu'une image satellite montre une vue générale du système et donc est un indicateur de la taille de la zone de précipitation. Les nuages des grands systèmes convectifs à mesoéchelle peuvent être identifiés sur les images satellites infrarouge par leur température de brillance très froide, le sommet des cellules nuageuses étant proches de l'altitude de la tropopause. Cette technique peut être appliquée en employant le seuil de la température pour définir la frontière d'une entité nuageuse. Comme Mapes et Houze [1993], Chen et al. [1996] ont étudié la distribution des clusters de nuage en utilisant les images infrarouges de GMS au-dessus de l'Océan Pacifique tropical occidental en prenant un seuil de température à 208 K. La distribution du nombre des tailles de la couverture nuageuse déterminée de cette façon au-dessus d'une région équatoriale a une tendance à être lognormal, ce qui signifie que le logarithme de la taille du sommet de nuage est distribué normalement. La couverture nuageuse définie par ce seuil de température n'excède pas généralement  $10^6 \text{ km}^2$  et n'est pas inférieure à  $10^4 \text{ km}^2$ . Le résultat de la distribution montre que les systèmes ayant une très grande couverture nuageuse, supérieure à une surface de  $10^5 \text{ km}^2$  sont très peu nombreux (moins de 1% du nombre total) mais l'existence de tels systèmes est très importante parce qu'ils représentent une grande partie de la surface totale de la couverture par les nuages hauts et froids. La quantité de précipitation qui tombe de ce système de nuage est corrélée avec la surface de ceux-ci.

Parmi la population des MCSs les plus grands s'appellent des complexes convectifs à mesoéchelle (MCCs) [Maddox, 1980]. La définition des MCCs utilise deux critères portant sur l'extension spatiale du système sur l'image IR. Le premier est que la couverture de nuage avec une température de brillance inférieure ou égale à 240 K (pour la région indienne) a une surface continue au moins égale à  $10^5 \text{ km}^2$ , le second critère est que la couverture de nuage avec température de brillance inférieure ou égale à 219 K a une surface continue au moins égale à  $50,000 \text{ km}^2$  [Laing et Fritsch, 1993]. Mais la température a été choisie à 241 K et à 221 K respectivement pour les Amériques du nord et du sud [Maddox, 1980]. Les deux critères doivent être satisfaits simultanément pendant une durée de vie supérieure ou égale à 6 heures. En plus



l'excentricité de la forme du nuage doit être supérieure ou égale à 0.7 lorsque la couverture est maximum. Dans une étude récente sur les variations du cycle de vie des MCSs au-dessus de l'Amérique, Machado et al. [1998] ont utilisé le seuil à 245 K pour définir les systèmes convectifs et à 218 K pour les systèmes convectifs profonds. Ils ont obtenu le même résultat que Mapes et Houze [1993] qui ont trouvé une dépendance linéaire de la taille des systèmes convectifs avec une variation des seuils de températures sur une gamme de 10 K à 20 K et ont aussi trouvé une relation entre le rayon convectif moyen du système et la durée du cycle de vie. En outre, au-dessus de l'Afrique occidentale, Jobard et Desbois [1992] ont employé l'image IR de METEOSAT pour étudier les précipitations avec un seuil de la température de brillance à 233 K et 213 K pour représenter les précipitations; le seuil de 213 K fournit la meilleure corrélation avec les précipitations pendant le cœur de la saison des pluies au Sahel. Mathon et Laurent [2001] ont choisi les mêmes seuils de température de brillance pour couvrir la grande gamme des clusters de nuage dans la même région. Au-dessus de la région de l'Océan Indien, Gambheer et Bhat [2000, 2001] ont utilisé des températures variées, de 201 K à 261 K avec des intervalles de 10 K, pour identifier les systèmes convectifs. Ils ont observé que le nombre de systèmes extraits varie linéairement avec la température jusqu'à 251 K et que les systèmes convectifs profonds peuvent être identifiés par les températures plus chaudes que 221 K. Enfin Roca et Ramanathan [2000] ont employé trois seuils de température : en dessous de 220 K pour les systèmes convectifs très profonds, entre 220 K et 235 K pour les systèmes convectifs profonds et entre 235 K et 255 K pour la nébulosité convective de fond, au-dessus de l'Océan Indien.

Pour résumer, la température de brillance et la taille sont les éléments principaux pour décrire un MCS. Généralement les couvertures de nuage sont au moins de 5,000 km<sup>2</sup> et on peut identifier une région convective et une région stratiforme dans un MCS. Il y a trois intervalles des températures de brillance qui sont largement utilisés pour délimiter le MCS tels que la température IR en dessous 215 K pour la convection très profonde, entre 220 K et 240 K pour la convection profonde et entre 250 K et 260 K pour la température choisie comme limite associée à la convection [Mapes et Houze, 1993; Chen et al., 1996; Laing et Fritsch, 1997; Machado et al., 1998; Roca et Ramanathan, 2000; Mathon et Laurent, 2001]. Selon la région d'étude, les chercheurs peuvent choisir la température de brillance avec une petite différence dans les trois seuils, pour bien s'adapter aux caractéristiques régionales.

### **2.2.2 La place des précipitations dans un système convectif**

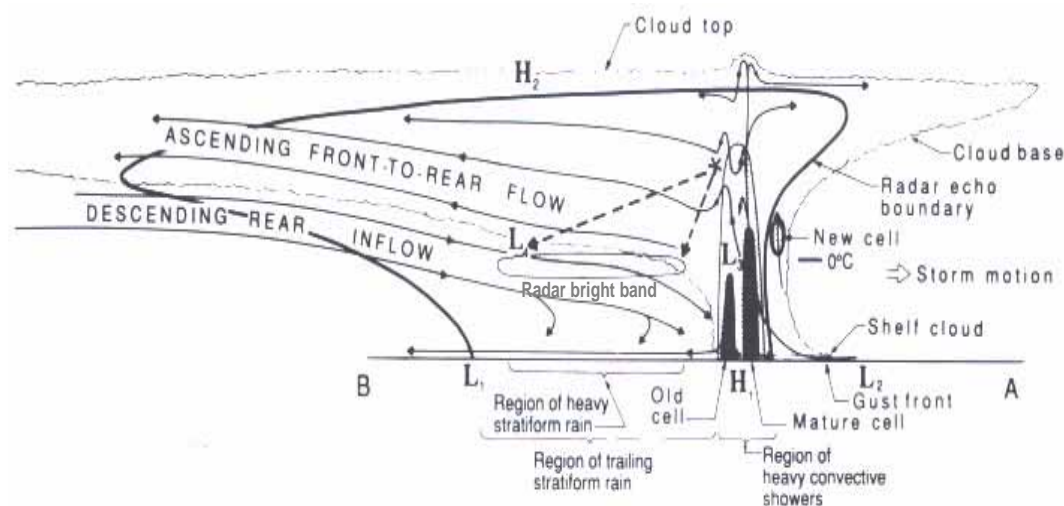
La zone des précipitations dans un système convectif présente un cycle de vie caractéristique avec quatre phases: la phase de formation au début, la phase d'intensification, la phase de maturité et la phase de dissipation. Pendant la phase de formation, les zones précipitantes apparaissent comme un groupe de cellules isolées, qui peuvent être distribuées de façon aléatoire ou être arrangées en ligne. Lors de la phase d'intensification, les différentes cellules se développent, grandissent et fusionnent. La caractéristique est que le système comporte alors une seule surface de pluie, dans laquelle plusieurs noyaux de précipitations relativement intenses sont reliés ensemble par une précipitation plus légère. La phase de maturité de la zone pluvieuse à mesoéchelle est atteinte quand un grand secteur de pluie stratiforme se développe à partir des anciennes cellules qui se mélangent ensemble pendant qu'elles commencent à s'affaiblir. Chaque élément convectif a un cycle de vie; à la fin il

s'affaiblit et devient une région de pluie stratiforme. Lorsque plusieurs cellules voisines atteignent cette phase, elles peuvent s'assembler les unes aux autres et peuvent former une large région étendue de pluie stratiforme avec une couche de fonte continue. Une telle région de pluie stratiforme peut s'étendre sur au moins 200 km dans la dimension horizontale. Les précipitations tombent à partir des sommets des cellules actives. Si les vents de niveau supérieur portent les particules condensées loin des cellules pluvieuses, on peut observer une forme de surplomb sur l'écho radar. Si, en revanche, les vents en haut portent les particules condensées tombées vers l'intérieur, vers le centre des cellules de pluie, les particules condensées se combinent avec les nuages stratiformes et les précipitations formées des vieilles cellules. Aussi longtemps que les nouvelles cellules continuent à se former, la région des précipitations est toujours dans une phase de maturité et se compose d'une combinaison de cellules actives et de cellules qui s'affaiblissent, et de précipitations stratiformes. Pendant la phase de dissipation de la zone pluvieuse, la formation de nouvelles cellules convectives diminue; la zone pluvieuse se compose alors de précipitations stratiformes s'affaiblissant lentement et de cellules convectives faibles.

Le taux de pluie dans la région des pluies stratiformes est évidemment plus faible que dans les cellules convectives; la grande surface couverte par les pluies stratiformes implique cependant une grande quantité d'eau tombant au-dessus de la région entière. Parfois la quantité de pluie stratiforme surpasse la quantité de pluie convective pendant la phase de maturité de la zone pluvieuse. La composante stratiforme continue à être forte dans la phase de dissipation de la zone pluvieuse. Ensuite les composantes convective et stratiforme s'affaiblissent graduellement jusqu'à ce que le système disparaisse complètement [Houze, 1993].

### **2.2.3 La constitution d'un MCS**

Dans la sous-section précédente, nous avons mentionné les précipitations dans les régions convective et stratiforme d'un système convectif à mésoéchelle. La structure d'un MCS en fait est compliquée dans ces deux régions. Un modèle conceptuel basé sur beaucoup d'études et d'observations de la structure cinématique d'une ligne de grain avec une structure stratiforme de traine est montrée sur la Figure 2.1. La ligne noire foncée indique la limite de la précipitation, vue par le radar. La ligne dentelée indique les limites horizontale et verticale du nuage, déterminées à partir de l'observation visuelle ou de l'imageur satellitaire. Les zones foncées et intermédiaires indiquent les régions avec une réflectivité du radar la plus forte. Les noyaux orientés verticalement de réflectivité élevée représentent les averses de pluie forte dans la principale région convective en tête de la ligne de grains. La région de traine de pluie stratiforme représentée dans la Figure 2.1 est caractérisée par une bande brillante radar très marquée [Houze et al., 1989].



**Figure 2.1** Le modèle conceptuel de la structure cinématique, microphysique et par écho radar d'une ligne convective avec la précipitation stratiforme de traine, vue dans une section verticale et orientée perpendiculairement à la ligne convective. La réflectivité intermédiaire et forte du radar est indiquée par la nuance foncée [Houze et al., 1989].

Figure 2.1 indique un mouvement ascendant commençant dans la couche limite près du front de rafale, se prolongeant vers le haut par la région convective, et s'inclinant doucement dans le nuage stratiforme de traine aux niveaux moyens à élevés. En même temps, il y a un mouvement de haut en bas dans un courant entrant de l'arrière (rear inflow), qui va sous la base du nuage stratiforme et entre dans la région stratiforme juste au-dessus du niveau 0°C. Ce courant descendant s'abaisse au niveau de la bande brillante radar, traverse le niveau de fonte, et entre finalement à l'arrière de la région convective aux niveaux bas, où il renforce la convergence et le renversement du front de rafale.

Au flux ascendant général dans la région convective sont superposés des courants ascendants (updrafts) et des courants descendants (downdrafts), intenses et localisés, qui sont associés aux averses de pluie intense. De nouvelles cellules convectives tendent à se former au dessus ou juste en avant du bord principal de la région des fortes averses convectives. Le premier écho radar apparaît au dessus, évidemment associé à un fort courant ascendant convectif. Cette cellule qui se développe est suivie d'une cellule mature, qui a un noyau profond, une forte réflectivité et est associée à des précipitations fortes à la surface. La cellule mature contient un courant ascendant étroit intense qui peut pénétrer au-dessus du sommet du grand nuage cirriforme. Ce courant ascendant est souvent suivi par un courant descendant convectif au niveau moyen à supérieur. Après la cellule mature vient une cellule vieille. Bien qu'à un stade d'affaiblissement, la cellule vieille est également caractérisée par un noyau de courant ascendant, qui est suivi à son tour par un autre courant descendant convectif au niveau moyen à supérieur. Les cellules plus vieilles sont advectées vers l'arrière au-dessus d'un courant de densité entrant de l'arrière. Sous la forte pluie des cellules matures et vieilles, des courants descendants convectifs au niveau bas s'étendent dans la couche limite derrière le front de rafale et vers l'arrière du système. Ils sont habituellement liés à la précipitation et à l'évaporation dans les orages isolés et les lignes des grains [Houze, 1993].

La Figure 2.1 représente la phase de maturité dans la vie d'un MCS ; pendant la phase de formation et la phase d'intensification, la région de pluie stratiforme n'est pas présente et les cellules tendent à être plus intenses. Le surplomb du nuage et la précipitation associée ne sont pas toujours comme ils sont représentés sur la Figure 2.1. Leur présence dépend du cisaillement du vent normal à la ligne convective dans cet environnement. Quand il y a un flux relatif fort vers la ligne convective au niveau plus élevé, il n'y a aucun surplomb au niveau supérieur. La force du courant entrant de l'arrière dans la région stratiforme du système durant la phase de maturité change considérablement selon le cas, et elle est associée à une variété de schémas de circulation horizontale.

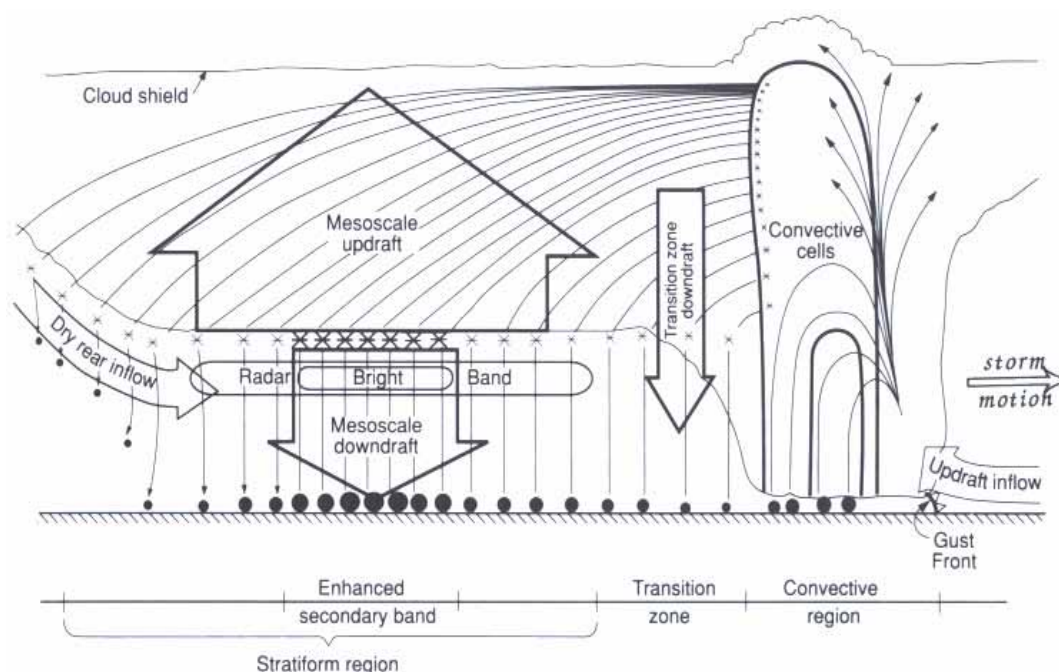
Au-dessus du courant entrant de l'arrière, dans le nuage stratiforme, la couche du courant ascendant d'avant en arrière (front to rear flow) émanant des parties supérieures de la ligne convective apporte des particules de glace tombant des cellules convectives. La trajectoire de ces particules mène à la formation de la bande brillante (zone de fonte des particules de glace). Une région de précipitation stratiforme est ainsi produite dans laquelle les particules qui ont été formées dans la région convective profonde, par une croissance vigoureuse des courants ascendants convectifs, sortent de la région convective et grossissent ensuite par dépôt de vapeur d'eau lorsqu'elles tombent lentement dans le courant ascendant d'avant en arrière. Ces particules de glace rassemblent également de plus petites particules de glace et s'agrègent ensemble pour former de gros agrégats près du niveau 0°C. Quand les particules tombent et traversent ce niveau, elles fondent et produisent la bande brillante du radar et de plus fortes pluies stratiformes directement au-dessous. Ainsi le courant ascendant d'avant en arrière dans la région stratiforme est très important parce que sa composante horizontale étale les particules dans la région de la bande brillante et sa composante verticale fournit l'humidité pour la croissance des particules de glace par dépôt de vapeur d'eau.

Un exemple typique de schéma de flux d'air mesuré par radar Doppler dans la région convective d'un MCS a été présenté par Roux [1988] dans son étude sur une ligne de grains en Afrique occidentale. Le courant principal de flux ascendant vers l'arrière du système est évident. Superposé à ce flux ascendant, il y a les bosses étroites correspondant à chaque cellule convective dans cette coupe de la région convective. Chaque bosse dans le flux est associée à une réflectivité maximum, avec chaque crête successive atteignant une altitude plus élevée, en forme d'escalier. A comparer avec le flux ascendant, le courant descendant qui existe également dans la région convective, est de deux types, le courant descendant au niveau bas et le courant descendant au niveau élevé. Le courant descendant au niveau bas est associé aux fortes pluies. Le courant descendant au niveau supérieur tend à se produire de chaque côté des noyaux de courant ascendant. Ils sont apparemment forcés par la force de perturbation de pression trouvée de chaque côté d'un élément de flottabilité positive.

Il beaucoup plus difficile de documenter la structure thermo-dynamique dans la région convective d'un MCS que le flux d'air, qui peut être dérivé d'observations par radar Doppler. Quelques données sur la structure thermo-dynamique ont été obtenues par des mesures aéroportées. Le caractère thermo-dynamique le plus significatif de la ligne de grains révélé par les données avion est l'existence d'un petit centre de basse pression d'environ 10 km de large, localisé sous le canal entre l'air de flottabilité

positive ascendant à l'avant et l'air de flottabilité positive situé à l'arrière de la région convective [Lemone et al., 1984].

La Figure 2.2 décrit le processus du développement des précipitations dans le nuage stratiforme avec un mouvement d'air ascendant. Le nuage de train de type nimbo-stratus contient des particules de glace précipitantes, qui sont répandues à travers la région de train. Ces particules tombent dans la zone de courant ascendant de mésoéchelle (mesoscale updraft) de faibles mouvements d'air verticaux. Elles traversent d'abord la région de mouvement descendant juste à l'arrière de la région convective. Dans cette zone de transition, la masse des particules de précipitation ne peut pas augmenter et une partie d'entre elles s'évapore. Cependant les particules qui tombent plus lentement au niveau supérieur sont advectées rapidement à travers la région de mouvement descendant vers la région du courant ascendant de mésoéchelle, où elles se développent de façon significative par dépôt de vapeur tout en continuant leur lente descente jusqu'à la couche de fonte. Les mouvements d'air ascendants de l'ordre de dizaines de centimètres par seconde sont suffisamment grands pour condenser une quantité considérable de vapeur d'eau mais assez petits pour que toutes les particules de glace tombent. Les précipitations sont de type stratiforme. Avant d'atteindre la couche de fonte, et probablement aussi dedans, les particules de glace peuvent s'agréger et les grosses particules produites augmentent l'intensité de réflectivité radar dans la bande brillante. Cependant, l'agrégation n'augmente pas la masse globale de glace qui chute; elle change seulement la distribution des tailles de particules. Une fois que les particules de glace sont fondues, elles tombent au sol sous forme de pluie [Biggerstaff et Houze, 1991].



**Figure 2.2** Schéma de la trajectoire bidimensionnelle des hydrométéores dans la région stratiforme d'une ligne de grains avec les précipitations stratiformes de train. Les trajectoires ont été basées sur les vitesses de chute et les mouvements d'air mesurés par radar Doppler [Biggerstaff et Houze, 1991].



Comme cela est montré sur la Figure 2.2, le maximum du taux de pluie stratiforme à la surface au-dessous du courant ascendant de mesoéchelle peut être attribué à l'augmentation de la précipitation stratiforme par le courant ascendant de mesoéchelle au-dessus de la couche de fonte. Le minimum du taux de pluie et de la réflectivité radar au niveau bas entre la région convective et la région de pluie stratiforme au-dessous du courant ascendant de mesoéchelle est associé aux particules tombant hors des cellules convectives mais ne pouvant pas se développer efficacement dans la région de courant descendant de la zone de transition.

Dans le secteur de courant descendant de mesoéchelle, les MCSs tendent à se former en masses d'air caractérisées par une faible humidité relative et un minimum de  $\theta_e$ , température potentielle équivalente (définie comme étant la température potentielle qu'une parcelle d'air aurait si toute sa vapeur d'eau était condensée et la chaleur latente était convertie en chaleur sensible) dans la troposphère moyenne. La convergence d'air au niveau moyen qui est au-dessous de la base des nuages stratiformes de flottabilité positive, introduit cet air sec et bas- $\theta_e$  dans l'orage. La sublimation et/ou l'évaporation des particules de précipitation tombant dans l'air de faible  $\theta_e$  donnent à l'air juste au-dessous de la base du nuage une flottabilité négative. En outre, la fonte des particules de glace tombant du niveau supérieur du nuage produit un refroidissement de 1°C à 10°C par heure dans la couche de fonte de 0.5 à 1 km d'épaisseur. La réponse de ces effets de refroidissement est la formation du courant descendant à mesoéchelle dans la région des précipitations stratiformes. Un tel courant descendant se trouve dans la plupart des MCSs bien développés, pas simplement dans les lignes de grains avec traîne. Une région de flottabilité négative d'environ 100 km de large dans la basse troposphère s'étend à tout l'arrière de l'orage, et un courant descendant de mesoéchelle se développe dans cette région.

## 2.3 Conclusion

Les études de MCSs et de MCCs dans diverses régions et par différentes observations des images satellites ont été passées en revue au début de ce chapitre et une définition générale pour les MCSs est donnée. Ils ont une couverture de nuage minimum de 5,000 km<sup>2</sup> ; la température de brillance sur une image IR est entre 220 K et 240 K pour les nuages de convection profonde et la température de brillance plus froide indique la convection très profonde. Les nuages plus chauds, jusqu'à 260 K représentent la limite des nuages convectifs. Cette définition nous aidera pour les études de MCS en utilisant les images IR pour choisir les clusters de nuage convectifs.

La précipitation est un phénomène important associé avec les MCSs qui résulte du processus dynamique interne des MCSs. La formation des précipitations liée à l'interaction entre les courants ascendants et les courants descendants a été présentée. La grande zone pluvieuse d'un MCS est divisée en régions identifiables comme étant convective ou stratiforme. Avec l'image satellite IR, on peut observer la couverture du sommet du nuage d'un système mais il est difficile d'obtenir une information sur sa structure interne. Cependant, le paramètre le plus observable qui indique la structure tridimensionnelle détaillée du système au-dessous du sommet de nuage est la précipitation qui peut être observée par radar. Par exemple le radar Doppler est largement utilisé dans la détection des précipitations, en particulier la distribution spatiale de la réflectivité radar des précipitations fournit une information importante

de l'organisation de l'orage. Ainsi une vue d'ensemble du MCS est obtenue à partir des observations radar.

Les instruments satellites tels que les radiomètres micro-onde à bord des satellites DMSP ou TRMM ou le radar de précipitation (PR) de TRMM sont utilisés pour estimer la mesure de la quantité de précipitation et la structure verticale. Ils font l'objet d'une présentation détaillée dans le chapitre suivant.





## **Chapitre 3**

# **Les instruments satellitaires pour l'observation des systèmes convectifs et des précipitations**

### **3.1 Introduction**

Comme nous l'avons présenté dans le chapitre 2, les systèmes convectifs sont souvent très étendus horizontalement et ont une grande extension verticale. C'est pourquoi l'application de l'observation par satellite aux systèmes convectifs est indispensable. Dans ce chapitre, nous présentons les principaux instruments utilisés dans notre étude. Nous séparons ce chapitre en deux parties, la première est l'utilisation des satellites pour étudier les systèmes convectifs et la deuxième est l'utilisation d'instruments satellitaires pour mesurer les précipitations. La zone d'étude principale de notre recherche est l'Océan Indien et la période d'analyse est basée sur le projet INDOEX. Nous présentons les images du canal infrarouge de METEOSAT-5 qui nous servent à étudier les systèmes convectifs. Puis nous présentons les instruments micro-onde qui servent à estimer les précipitations. Des données micro-onde de l'instrument SSM/I du satellite DMSP et des données micro-onde de l'instrument TMI du satellite TRMM sont utilisées pour la mesure de précipitations. Ces satellites et instruments sont présentés. A la fin, nous présentons aussi le produit de GPCP (Global Precipitation Climatology Program) qui sera employé en comparaison de ces données micro-onde passives.

### **3.2 L'expérience INDOEX**

L'expérience de l'Océan Indien (Indian Ocean Experiment, INDOEX) est un projet international qui propose d'étudier les questions relatives au changement climatique de priorité élevée et de grande valeur pour les pays entourant cet océan. L'objectif scientifique principal d'INDOEX est d'étudier les nuages, le rayonnement solaire et leurs interactions avec les polluants atmosphériques au-dessus de l'Océan Indien. Le but final derrière ces objectifs scientifiques est d'abord d'étudier les caractéristiques du climat naturel de cette région, et les effets anthropiques qui peuvent s'y produire, en particulier le forçage par les aérosols provenant du continent. Il faut également améliorer notre compréhension des rétroactions climatiques liées aux aérosols, aux nuages et aux interactions chimie-climat. Ces rétroactions peuvent agir sur le climat régional et global. En second lieu, il s'agit d'utiliser les données rassemblées pendant INDOEX pour la validation des Modèles de Circulation Générale (General Circulation Models, GCM) et des modèles de chimie-transport. Ces objectifs sont au coeur du programme de recherche international sur le changement global (International Global Change Research Program) et ont été identifiés par l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) comme un sujet important pour la prévision du changement climatique.

Les conséquences régionales du réchauffement global dépendent de l'effet potentiel

important de refroidissement par les aérosols d'origine naturelle ou anthropique. Ces particules minuscules rétro-diffusent en effet une partie de la lumière du soleil et peuvent provoquer un effet de refroidissement régional. Les aérosols se composent de sulfates, de suie, de carbone organique et de poussière minérale ; ils sont soit produits naturellement (soulèvement de poussières par le vent, par exemple), soit sont engendrés par des activités humaines (combustion, par exemple). Les résultats de nombreux modèles de réchauffement global montrent que le refroidissement par les aérosols est l'une des sources d'incertitude dans la prévision climatique.

Les trois objectifs scientifiques sont fortement liés. L'Océan Indien est une région unique pour étudier chacun d'eux puisqu'il contient un mélange de ciel clair persistant, de stratocumulus marins et des systèmes nuageux profonds dans la ZCIT. De plus, les mesures chimiques, radiatives et microphysiques exigées pour accomplir les trois objectifs sont très semblables. Enfin, l'importance des émissions anthropogènes du continent indien est critique pour les trois objectifs ci-dessous :

- Évaluer l'effet des sulfates et autres aérosols continentaux sur le forçage radiatif global,
- Évaluer l'importance de l'absorption solaire dans les systèmes nuageux de la ZCIT.
- Évaluez le rôle de la ZCIT dans le tracé du transport des polluants.

Le champ d'étude d'INDOEX se situe là où les masses d'air pur venant de l'Océan Indien méridional et les masses d'air polluées venant du sous-continent indien se rejoignent au-dessus de l'Océan Indien tropical, fournissant une zone d'expérimentation naturelle unique. Les scientifiques ont rassemblé des données de la surface de l'océan jusqu'à la stratosphère: composition en aérosols, gaz atmosphériques réactifs, flux de rayonnement solaire, champs de vent et distribution de vapeur d'eau. Les moyens d'observation comprennent des avions, des bateaux et les stations météorologiques de la mer Arabie et de l'Océan Indien. La base de données rassemblées débute en 1995, les données de la période d'observation intensive ont été acquises de janvier à avril 1999.

### 3.3 Les satellites METEOSAT

Le METEOSAT est une série de satellites géostationnaires de météorologie lancés d'abord par l'Agence Spatiale Européenne (European Space Agency, ESA) et maintenant gérés par Eumetsat (European Meteorological Satellites). Ces satellites ont une position fixe par rapport à la Terre et fournissent les images dans des canaux visible (VIS), vapeur d'eau (WV) et infrarouge (IR). Leur champ visuel est limité à la fraction du globe visible de son altitude de 36,000 km, à la verticale de l'intersection de l'équateur et du méridien de Greenwich. L'avantage de ces satellites géostationnaires est de proposer des images à un intervalle la demi-heure, de Meteosat-1 à Meteosat-7. Meteosat-8 (Premier satellite de la série Meteosat Seconde Génération, MSG) produit des images à intervalles de 15 minutes. Ces satellites envoient des images numériques codées, de haute résolution, à une station de base opérationnelle située en Allemagne. Les images pré-traitées sont re-disséminées par l'intermédiaire du même satellite. Le satellite Meteosat-5 a été décalé à 63°E au début 1998 et a commencé ses opérations en juillet, avant le début de l'expérience d'INDOEX en janvier 1999.

### 3.3.1 Description du satellite METEOSAT-5

L'instrument principal sur Meteosat-5 est le radiomètre, un instrument qui est sensible au rayonnement visible et thermique dans différentes bandes spectrales. Le radiomètre balaye la surface de la terre ligne par la ligne; chaque ligne se compose d'une série de pixels individuels. Pour chaque pixel, le radiomètre mesure l'énergie radiative des différentes bandes spectrales. Le satellite transmet ensuite la mesure numériquement codée à la station au sol.

Le rayonnement entrant est réfléchi sur une série de miroirs dans le radiomètre et atteint finalement des détecteurs où il est converti en signal électrique. Les détecteurs pour la lumière visible (VIS) ont une taille physique de  $250 \times 250 (10^{-6} \text{ mm}^2)$ ; les détecteurs infrarouges (IR et WV) ont une taille physique de  $70 \times 70 (10^{-6} \text{ mm}^2)$ . Tandis que le détecteur visible fonctionne correctement aux températures ambiantes, les détecteurs infrarouges doivent être refroidis à environ  $-183^\circ\text{C}$  (90 K). La taille des détecteurs détermine celle des pixels balayés, i.e. la résolution spatiale. Pour la bande spectrale visible, la résolution est à  $2.5 \text{ km}^2$  et à  $5 \text{ km}^2$  pour les bandes spectrales infrarouges.

Canal	VIS	IR	WV
Longueur d'onde	0.5 à 0.9 $\mu\text{m}$ ,	10.5 à 12.5 $\mu\text{m}$	5.7 à 7.1 $\mu\text{m}$
Lignes par image	5000	2500	2500
Pixel par lignes	5000	2500	2500
Résolution spatiale au point sub-satellite	2.5 km	5 km	5 km
Résolution temporelle	Tous les 30 minutes et 48 images par jour		

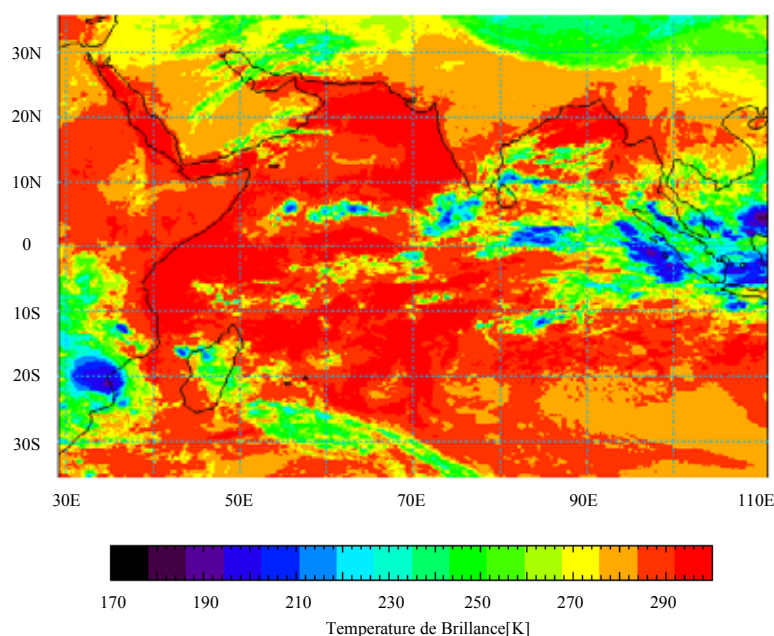
**Tableau 3.1** Les caractéristiques des 3 canaux des images Meteosat-5.

Pendant un balayage d'image, les différentes lignes d'image sont obtenues par la rotation du satellite autour de son axe parallèle à l'axe des pôles (à une vitesse de 100 révolutions par minute). Avec chaque révolution du vaisseau spatial, une ligne d'image est balayée, chaque ligne est dans la direction est-ouest. Pendant la révolution suivante, un miroir permet d'incliner légèrement la visée du radiomètre, de sorte qu'une ligne située immédiatement au nord de la précédente soit balayée. Le télescope est fait pour balayer  $18^\circ$  dans la direction de sud-nord, donnant un balayage du disque terrestre en 25 minutes. À la fin du balayage le télescope revient à sa position initiale, où il doit être stabilisé. Ceci prend 5 minutes de sorte qu'après 30 minutes le balayage suivant commence. Ainsi des photos de Meteosat sont prises à toutes les demi-heures.

Les données d'image se composent d'une série de différents pixels: Le canal visible balaye 5000 lignes, chaque ligne se composant de 5000 pixels; les canaux infrarouges balayent 2500 lignes, chaque ligne se composant de 2500 pixels. Ceci conduit à une résolution de 2.5 km et de 5 km, respectivement au point sub-satellite. En raison de la courbure de la terre, cette résolution diminue vers les bords de l'image.

### 3.3.2 Les observations du canal Infrarouge

Le satellite METEOSAT-5 a été placé à 63°E au début 1998. Les portions d'images sélectionnées ici correspondent à la région entre 35°N à 35°S et 30°E à 110°E. Cette région couvre l'est de l'Afrique, la mer d'Oman, le sous-continent indien, l'Indochine, et l'Océan Indien. Nous employons principalement les images IR dans le format NetCDF à la basse résolution archivées au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Le canal IR correspond à des longueurs d'onde de 10.5 à 12.5  $\mu\text{m}$ , il est sensible au rayonnement de la surface et du nuage, avec une absorption relativement petite par l'atmosphère [Machado et al, 1992]. La grille régulière sur une image de longitude-latitude est  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , ce qui représente environ 25 km $\times$ 25 km par pixel. La Figure 3.1 correspond à une image de Meteosat-5 IR le 1<sup>er</sup> janvier 1999 à 00 :00 UTC au-dessus de l'Océan indien. Nous voyons qu'il y a deux régions avec des taches bleu indiquant des températures de brillance très froides, l'une sur le continent Africain au niveau du Mozambique, l'autre proche de l'Indonésie. Elles sont associées aux systèmes de nuages convectifs les plus actifs.



**Figure 3.1** Image IR prise par METEOSAT-5 au dessus de l'Océan Indien le 1<sup>er</sup> janvier 1999 à 0000UTC. La radiance est transformée en température de brillance.

### 3.4 La série des satellites DMSP (Defense Meteorological Satellites Programme)

Le programme DMSP a commencé dans le milieu des années soixante. Il s'agit d'une série de satellites météorologiques à destination militaire (DoD – Department of Defense, Etats-Unis) mais dont beaucoup de données instrumentales sont disponibles pour les scientifiques. Au départ, ces satellites ne produisaient que des photographies de la couverture nuageuse. Ces photos étaient envoyées aux services de l'US Air Force, où les techniciens transformaient les signaux électroniques en photographies polaroid. Ces photographies instantanées étaient assemblées pour former une mosaïque. Les météorologistes pouvaient fournir aux équipages ou commandements des observations à jour pour leurs missions particulières.

La technologie a beaucoup évolué depuis, et, alors qu'on est dans la quatrième décennie de service des DMSP, cette série s'est avérée être un outil valable pour les opérations militaires, mais aussi pour compléter les observations des satellites météorologiques civils. DMSP est toujours géré par le centre de l'espace de l'Armée de l'Air, qui conçoit, établit, lance, et maintient ces satellites ce surveillance de l'environnement. La mission du DMSP est de fournir en temps réel des données globales, visibles, infrarouges et autres destinées en particulier aux besoins météorologiques et océanographiques. Elle s'est surtout fait remarquer auprès des utilisateurs scientifiques par la mise à disposition de données d'imagerie multispectrale micro-onde fournies par l'instrument SSM/I, qui ont permis une approche nouvelle des observations des propriétés de la surface, de l'atmosphère et des nuages, ainsi que le développement de techniques de mesures des précipitations depuis l'espace.

Les satellites DMSP ont une orbite héliosynchrone à une altitude de 830 km. Les sondeurs visible et infrarouge (OLS) rassemblent des images sur une fauchée de 3000 km, fournissant une couverture globale deux fois par jour. Le radiomètre imageur micro-onde (Microwave Imager, MI) et les sondeurs (T1, T2) couvrent la moitié de la largeur de fauchée visible et infrarouge. Ces instruments couvrent les régions polaires au moins deux fois et la région équatoriale une fois par jour. Dans le Tableau 3.2, nous montrons les dates de fonctionnement des satellites numérotés F11 à F16. Après le modèle F14, DMSP a réuni les instruments de radiométrie micro-onde et de sondage dans un nouveau système (Microwave Imager and Sounder, MIS).

Satellite	Date de lancement	Date fin d'opération ou présent
F11	28 Novembre 1991	30 Août 2000
F12	29 Août 1994	8 Septembre 1994
F13	24 Mars 1995	Présent
F14	4 Avril 1997	Présent
F15	12 Décembre 1999.	Présent
F16	18 Octobre 2003	Présent

**Tableau 3.2** *Etat de fonctionnement de la série des satellites DMSP.*

Les orbites héliosynchrones sont souvent décrites par leur heure de croisement de l'équateur. Ces heures demeurent presque constantes tout au long de l'année.

Cependant, la dégradation de l'orbite peut causer un changement lent de cette valeur avec le temps. Les temps équatoriaux montants et descendants de croisement pour chaque satellite sont énumérés ci-dessous (Tableau 3.3)

Satellite	Date de mesure	Montant	Descendant
DMSP F11	Août 2000	19:25	07:25
DMSP F13	Août 2000	17:54	05:54
DMSP F14	Août 2000	20:46	08:46
DMSP F15	Juin 2002	21:31	09:31

**Tableau 3.3** *Temps de croisement de l'équateur des DMSP (orbites montantes et descendantes, Heures Locales).*

### 3.4.1 Description des instruments

Les instruments des satellites de « DMSP Block 5D2 (F6 à F14) » qui concernent l'observation de la Terre sont :

- OLS (Operational Line Scan System),
- SSMT-1 (Special Sensor Microwave Temperature-1),
- SSMT-2 (Special Sensor Microwave Temperature-2),
- SSM/I (Special Sensor Microwave/ Imager),

A partir des satellites « DMSP 5D3 (après F15) », les trois instruments micro-ondes, SSMT-1, SSMT-2, SSM/I sont remplacées par le SSMIS (Special Sensor Microwave Imager and Sounder).

Le système opérationnel à balayage en ligne (OLS) est le sondeur primaire de DMSP. Il fournit des images en haute résolution dans le canal visible et à résolution légèrement plus basse dans l'infrarouge (IR). L'OLS fournit également des images visible de basse luminosité de nuit. Les données visibles et infrarouges de l'imagerie sont employées pour fournir des informations sur la couverture de nuage, la couverture de neige, la glace sur la mer, la température de la surface sur la mer et la terre. Nous retrouvons les paramètres de l'OLS dans le Tableau 3.4.

Fauchée	1600km	
Résolution spatiale	0.16 km	Visible jour
	0.81 km	Visible nuit
	0.16 km	Infrarouge
Bande spectrale	0.4 à 11 $\mu\text{m}$	Visible jour
	0.5 à 0.9 $\mu\text{m}$	Visible nuit
	10 à 13 $\mu\text{m}$	Infrarouge

**Tableau 3.4** *Les paramètres spectraux et spatiaux de l'OLS.*

Les sondeurs micro-ondes de DMSP fournissent les données pour l'imagerie et le sondage de l'atmosphère. Les données d'imagerie fournissent des informations sur les vents à la surface de mer, le taux de pluie, le contenu en eau des nuages, l'humidité du sol, l'âge et la concentration de la glace, et des caractéristiques des orages telles que le

degré des typhons ou cyclones, leur intensité, leur emplacement, et leur mouvement. Les données de sondage sont utilisées pour déterminer des profils verticaux de la température et de l'humidité.

Le sondeur SSM/T-1 se compose de sept canaux micro-ondes dans la bande d'absorption de l'oxygène, aux fréquences entre 50 à 60 GHz, dont un canal est utilisé en tant que canal fenêtre. L'antenne du radiomètre accomplit un balayage comprenant sept mesures de vue de la terre de deux mesures de calibration toutes les 32 secondes. Au nadir, l'antenne observe un secteur circulaire (footprint ou tache au sol) de 175 km de diamètre à la surface de la terre. Lorsque que l'antenne balaye loin du nadir de chaque côté, le footprint devient elliptique, agrandi jusqu'à 213 km×305 km au plus grand angle de vue. Chaque balayage de l'instrument couvre une fauchée de 1500 km qui est perpendiculaire à la direction de satellite.

Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)	
Fenêtre Spectrale	7 canaux à 19, 22, 37et 85 GHz
Scanner Cross-Track	32 sec balayage
Fauchée	1500 km (inclinaison de 53.1° conique)
Résolution	12.5 à 25 km
Special Sensor Microwave Temperature sounder (SSM/T-1)	
Fenêtre Spectrale	7 canaux, bande d'absorption de O <sub>2</sub> entre 50 à 60 GHz
Scanner Cross-Track	32 sec balayage
Fauchée	1500 km
Résolution	175 km (nadir) à 300 km (bord de balayage)
Etendue verticale	Surface à 30 km
Special Sensor Microwave humidity sounder (SSM/T-2)	
Fenêtre Spectrale	1 canal fenêtre à 91.5 GHz, 2 fenêtres faible absorption vapeur d'eau à 150 GHz et 3 canaux dans la raie d'absorption vapeur d'eau à 183.31 GHz
Scanner Cross-Track	7.5 sec balayage
Fauchée	1400 km
Résolution	60 km (nadir) à 120 km (bord de balayage)
Etendue verticale	Surface à 10 km
Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS)	
Fenêtre Spectrale	24 canaux de 19 à 183 GHz
Scanner Conique	32 sec balayage
Fauchée	1700 km
Résolution	38 km
Résolution Imageur	12.5 à 25 km
Etendue verticale	Surface à 70 km

**Tableau 3.5** Les instruments « special sensor » micro-onde de DMSP.

SSM/T-2 est le premier sondeur opérationnel de vapeur d'eau micro-onde à avoir été placé en orbite. C'est un radiomètre avec cinq canaux micro-ondes: trois canaux concentrés sur la raie de vapeur d'eau à 183.31 GHz, un canal à 91.5 GHz, et un canal à 150 GHz. La vitesse d'observation est 7.5 balayages par minute. Il y a 28 observations (positions de faisceau) par balayage pour chacun des cinq canaux, avec chaque observation ayant une résolution spatiale de 48 km. Le centre des cinq canaux coïncident. La largeur de fauchée de SSM/T-2 est 1400 km.



### 3.4.2 Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)

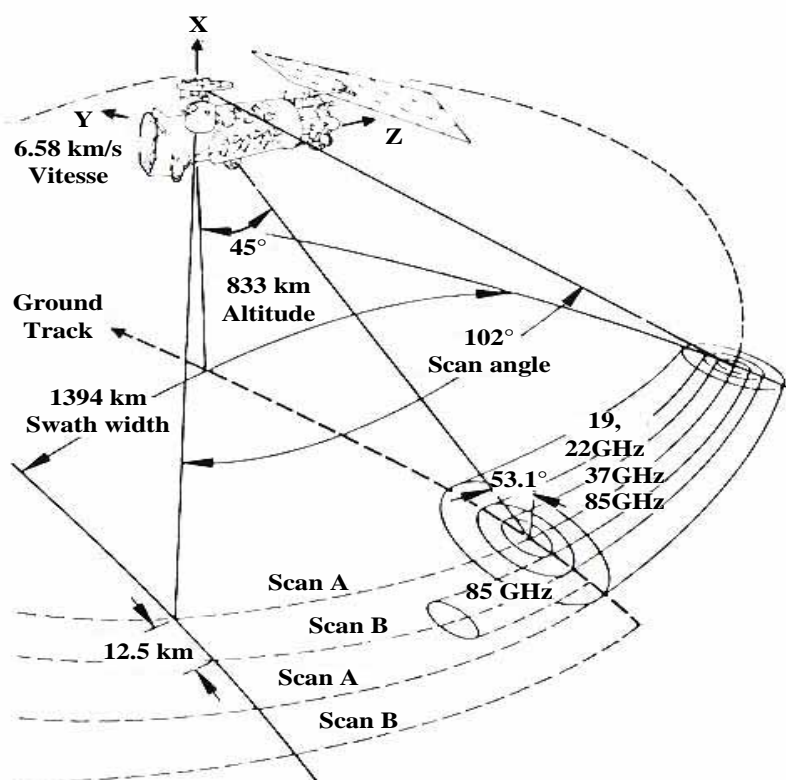
SSM/I est un système d'imagerie radiométrique micro-ondes à bord de la série des satellites DMSP sur la même orbite que décrite plus haut (altitude 830 km, inclinaison de 98.8°, période orbitale de 102 minutes) [Wentz, 1997]. Il utilise quatre fréquences microondes 19.35, 22.235, 37.0 et 85.5 GHz. Pour trois de ces fréquences (excepté le 22 GHz) on mesure deux polarisations linéaires (verticale et horizontale). Il y a donc un total de 7 canaux. Les données sont employées pour obtenir des cartes synoptiques des paramètres atmosphériques, océanographiques et de surface continentale à l'échelle globale. Le balayage est conique et couvre une fauchée de 1400km. Les données archivées de SSM/I se composent des températures d'antenne, des positions de chaque pixel à la surface de la terre et de la calibration de l'instrument.

Fréquence	Polarisation	EFOV Along-Track (km)	EFOV Cross-Track (km)
19.35	V	69	43
19.35	H	69	43
22.235	V	60	40
37.0	V	37	28
37.0	H	37	29
85.5	V	15	13
85.5	H	15	13

**Tableau 3.6** Les fréquences, les polarisations et les résolutions de SSM/I.

L'instrument SSM/I se compose d'un réflecteur parabolique de 60×66 cm qui focalise le rayonnement reçu sur des détecteurs (cornets). Le réflecteur et les cornets sont montés sur un tambour qui contient les radiomètres, le sous-système de numérisation des données, le sous-système de balayage mécanique et le sous-système de puissance. Le tambour tourne autour de son axe. Un petit réflecteur permettant de viser l'espace froid et un corps noir de calibration (source chaude) servent à donner des points de référence pour la calibration.

Le « footprint » ou « tache au sol » change avec la longueur d'onde du canal. Le champ de vue effectif (Effective Field Of View, EFOV) du faisceau correspond à la tache au sol effectivement échantillonnée, présentée dans le Tableau 3.6. L'EFOV est d'autant plus petit que la fréquence est élevée. A la fréquence de 85.5 GHz, l'EFOV est si petit qu'on effectue deux mesures là où on n'en fait qu'une pour les autres canaux : ceci correspond à 128 échantillons par balayage. Un cycle de données se compose de 4 balayages à 85.5 GHz et de 2 balayages des canaux de 19.35, 22.235 et 37.0 GHz. Sur chaque balayage, 128 échantillons de 85.5 GHz sont pris alors que pour les plus basses fréquences, il n'y en a que 64 par balayage. Le balayage-A dans la Figure 3.2 dénote les balayages dans lesquels tous les canaux sont prélevés, tandis que le balayage-B indique les balayages dans lesquels seulement les données de 85.5 GHz sont prises.



**Figure 3.2** La géométrie de balayage de SSM/I [<http://podaac.jpl.nasa.gov>].

Les températures de brillance dans chaque canal sont calculées à partir de la température d'antenne en utilisant la correction d'un modèle de l'antenne qui inclut des ajustements dynamiques pour les lobes latéraux du diagramme de dispersion, les efficacités d'antenne et les contributions des pixels proches. Des données de SSM/I sont employées pour calculer des paramètres géophysiques notamment, la vitesse du vent à la surface de l'océan, la couverture de glace de mer, l'âge de la glace, le bord de la glace, l'eau liquide nuageuse, la vapeur d'eau intégrée sur toute l'épaisseur de l'atmosphère, la précipitation sur l'océan et les continents, l'humidité du sol, la couverture de neige et la température de surface de la mer. La plupart des méthodes utilisent des algorithmes statistiques qui combinent les différentes températures de brillance, leurs différences et leurs moyennes [Grody, 1991 ; Ferraro et al., 1994].

### 3.5 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

Le satellite TRMM a été lancé en novembre 1997 ; il est encore en fonction à l'heure où nous écrivons ces lignes, sa durée de vie dépassant largement les spécifications initiales. C'est un projet commun entre le Japon (Japan National Space Development Agency, NASDA) et les Etats-Unis (U.S. National Aeronautics and Space Administration (NASA) Office of Earth Sciences) qui a pour but d'observer les

précipitations dans les régions tropicales. La précipitation tropicale est considérée comme une source d'énergie essentielle pour la circulation atmosphérique globale.

Un nouveau projet d'observation de la terre, qui s'appelle Global Precipitation Measurement (GPM), prolongera TRMM. Une série de 8 nouveaux satellites sera lancée dans les années 2010 étendant l'observation des précipitations au domaine global. L'amélioration de la fréquence d'observation grâce à ces satellites multiples permettra la production d'une carte de précipitation globale toutes les trois heures. Par ailleurs le satellite principal comportera un radar à double fréquence (Dual-frequency Precipitation Radar, DPR) permettant de mesurer les précipitations faibles et les précipitations sous forme de neige.

Un autre projet, le projet franco-indien Megha-Tropiques, a pour but d'étudier les échanges énergétiques liés aux systèmes convectifs dans les régions tropicales. Il comporte aussi un radiomètre imageur micro-ondes à balayage conique (Madras) qui inclut un canal supplémentaire à 157 GHz. Un radiomètre-sondeur de vapeur d'eau (Saphir) dans la raie à 183 GHz fait partie de la même mission, ainsi qu'un radiomètre mesurant les flux radiatifs (ScaRaB). L'orbite de ce satellite sera inclinée à 20° sur l'équateur, permettant un échantillonnage fréquent de la zone intertropicale.

### **3.5.1 Introduction de la mission TRMM**

Les précipitations tropicales jouent un rôle important dans le cycle hydrologique et ont des répercussions évidentes sur la vie des hommes (agriculture, ressources en eau). Du point de vue du climat, l'intensité et la répartition des précipitations sont sans nul doute modifiées dans le contexte du changement climatique global, connu essentiellement par son aspect de réchauffement des températures. Mais on ne sait pas dans quel sens et quelles régions risquent d'être les plus affectées. Les mesures de précipitations sont indispensables pour améliorer notre compréhension des mécanismes de changements climatiques. Les trois-quarts de l'énergie qui entraînent la circulation atmosphérique viennent de la chaleur latente libérée par la précipitation tropicale. Cependant, la précipitation est l'un des paramètres atmosphériques les plus difficiles à mesurer en raison de ses grandes variations dans l'espace et le temps. Jusqu'à la fin de 1997, la recherche sur les précipitations dans l'ensemble de la ceinture tropicale est restée pleine d'incertitudes, comme en témoigne la profusion d'algorithmes dans l'infrarouge et les micro-ondes passives fournissant des évaluations diverses.

Les simulations du réchauffement global effectués par les divers grands modèles de climat s'accordent sur le caractère inéluctable de ce réchauffement dû à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, mais diffèrent dans l'estimation quantitative de ce réchauffement. Ils diffèrent encore plus dans l'estimation de l'effet du réchauffement sur l'intensité du cycle de l'eau. En particulier, l'évolution de la quantité et de la distribution des précipitations tropicales (moussons, climats régionaux) peut être contradictoire entre les différents modèles. Des évaluations précises de la précipitation tropicale sont nécessaires pour évaluer les performances des modèles sur le climat actuel et augmenter la confiance en ces modèles pour les prévisions du climat futur.

L'idée de mesurer des précipitations en utilisant une combinaison d'instruments spatiaux micro-ondes passifs et actifs a été introduite au début des années quatre-vingts. Le début de la réflexion sur la mission TRMM a eu lieu en 1984. Après des études préliminaires, l'orbite inclinée entre 35°N et 35°S à l'altitude de 350 km a été choisie. L'orbite choisie est telle que le satellite survole un endroit à un temps différent chaque jour avec un cycle d'à peu près 42 jours. Cette orbite non héliosynchrone permet de documenter la grande variation journalière des précipitations tropicales. L'altitude basse de 350 km est choisie en fonction des nécessités de la mesure radar (rayonnement rétrodiffusé suffisamment fort pour être mesuré par le récepteur radar). En 1986, les objectifs de TRMM ont été établis. Ils sont rappelés dans le Tableau 3.7.

1	Avancer dans la compréhension de l'énergie et du cycle de l'eau global en fournissant des distributions des précipitations et de chaleur latente au-dessus des Tropiques.
2	Comprendre les mécanismes par lesquels les changements des précipitations tropicales influencent la circulation globale, améliorer la capacité de modéliser ces processus afin de prévoir les circulations et la variabilité des précipitations globales aux échelles de temps mensuelles ou plus longues.
3	Fournir la pluie et les distributions de la chaleur latente pour améliorer l'initialisation des modèles de prévisions (échéances de 24 heures aux variations climatiques de courte durée).
4	Observer et comprendre le commencement du développement du El-Niño, et la propagation de l'oscillation de 30-60 jours dans les Tropiques.
5	Comprendre l'effet des précipitations sur les circulations thermohalines de l'océan et la structure des couches superficielles de l'Océan.
6	Permettre l'inter-étalonnage entre TRMM et d'autres instruments satellitaires.
7	Évaluer la variabilité journalière des précipitations tropicales.
8	Évaluer un système spatial pour la mesure de précipitations.

**Tableau 3.7** *Les buts de la mission TRMM.*

### 3.5.1.1 Le satellite et les instruments

Le satellite TRMM a été développé et construit au Goddard Space Flight Center, (GSFC). Il a été lancé le 27 novembre 1997, sur une fusée H-II de la Japan National Space Development Agency, NASDA, au centre spatial de Tanegashima au Japon. Le satellite acquiert approximativement les données de 16 orbites par jour pour suivre les précipitations tropicales entre les latitudes de 35° nord et sud. La durée de vie nominale de TRMM est de trois ans.

En fonction des objectifs de la mission, le satellite devait comporter à l'origine un radar à double fréquence; un instrument multicanal à micro-ondes passif, à double polarisation et balayage conique (semblable à SSM/I); un radiomètre à canaux visibles et infrarouges semblable au radiomètre Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR. Le but de l'instrument visible et infrarouge était de permettre à TRMM d'établir le lien entre TRMM et les plate-formes géostationnaires opérationnelles et de servir ainsi de "station météorologique de mesure de la pluie en vol". La combinaison du radar à double fréquence et du radiomètre devait permettre de reconstituer des profils de précipitation de haute qualité. Les nuages de petites dimensions qui jouent un rôle intégral dans le processus de dégagement de la chaleur latente, cependant, ne seraient pas observables avec une précision suffisante pour construire des profils

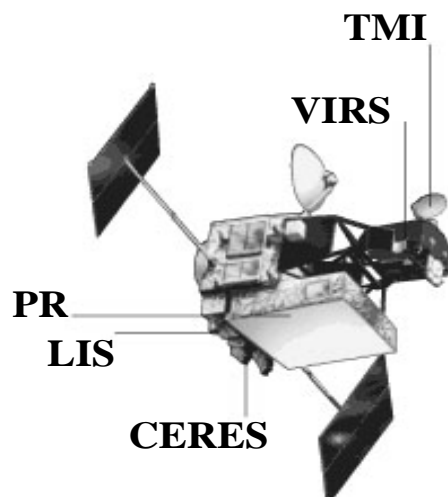
verticaux. Il a donc été décidé dès le début d'employer les résultats d'un modèle numérique de nuage fractionnel pour rechercher les profils de la chaleur latente.

Finalement, deux changements ont été décidés. Le premier de compléter le radiomètre micro-ondes passif en incluant un canal à 10 GHz. Cette addition était importante pour éviter la saturation des fortes précipitations tropicales. La seconde devait ajouter deux instruments du système d'observation de la terre (Earth Observing System, EOS). Ils s'appellent le capteur d'image d'éclairs (Lightning Imaging Sensor, LIS) et le système de mesure de l'énergie radiative de la terre et des nuages (Clouds and Earth's Radiant Energy System, CERES) qui mesure l'énergie rayonnante totale au sommet de l'atmosphère. Ainsi les trois instruments finaux de TRMM contribuant à la mesure de précipitations sont le TRMM Microwave Imager (TMI), le radar de précipitation (Precipitation Radar, PR) et le module de balayage visible et infrarouge (Visible and Infrared Scanner, VIRS), présentés dans le Tableau 3.8. Bien que la deuxième fréquence de radar n'ait pas été incluse, le canal 10GHz supplémentaire était inclus sur le radiomètre multifréquence, renforçant les produits micro-onde passifs.

	Microwave radiometer (TMI)	Radar (PR)	Visible and infrared radiometer (VIRS)
Fréquence et polarisation	10.7, 19.35, 37.0 et 85.5 GHz (H et V) 21.3 GHz (V)	13.8 GHz (H)	0.63, 1.61, 3.75, 10.8 and 12 $\mu\text{m}$
Résolution	Voir le Tableau 3.9	4.3 km horizontal et 0.25 km vertical au nadir	2.2 km
Mode de Balayage	inclinaison de 53° conique	Cross-Track	Cross-Track
Fauchée	760 km	215 km	720 km

**Tableau 3.8** *Caractéristiques de TMI, PR et VIRS de TRMM pour la mesure de pluie.*

Nous présentons brièvement CERES, LIS et VIRS dans cette section, puis nous présentons plus précisément les deux instruments de mesure de la précipitation, TMI et PR, dans les deux prochaines sections en raison de l'utilisation de leurs données dans notre étude. La Figure 3.3 présente le satellite de TRMM et la position des cinq instruments.



**Figure 3.3** Les cinq instruments à bord de satellite TRMM [<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>].

### 3.5.1.2 CERES

Chaque instrument CERES se compose d'un détecteur (bolomètre) avec thermo-résistance, d'un système de contrôle d'axe d'attitude, d'un système de contrôle d'axe d'azimut et des équipements électroniques associés. Chaque modèle de vol contient trois détecteurs radiatifs qui mesurent la radiance solaire réfléchiée par la Terre dans la fenêtre spectrale de 0.3 à 5.0  $\mu\text{m}$ , la radiance réfléchiée et émise dans la fenêtre spectrale de 0.3 à 100  $\mu\text{m}$  et la radiance émise en ondes longues dans la fenêtre spectrale de 8 à 12  $\mu\text{m}$ . Au nadir, le champ visuel du sondeur de  $1.3^\circ \times 2.6^\circ$  correspond à un « footprint » géographique de 10km pour l'altitude orbitale de TRMM à 350 km.

CERES est conçu pour mesurer les composantes du budget de rayonnement de la Terre au sommet de l'atmosphère; le budget de rayonnement à la surface et à différents niveaux de l'atmosphère. Il détermine également les propriétés des nuages, y compris la couverture nuageuse, l'altitude, l'épaisseur, et la taille des particules de nuage. Toutes ces mesures doivent faire avancer notre compréhension de tout le système du climat de la Terre et permettre d'améliorer les modèles de prévision climatique. Plus d'informations de détail sur cet instrument et la recherche associée peuvent être trouvées dans Wielicki [1996] et Priestley et al [2000].

### 3.5.1.3 LIS

LIS étudie l'occurrence globale des éclairs, leur corrélation avec les précipitations convectives, et leur relation avec le circuit électrique global. La fréquence de mesure de LIS est située dans le visible, à 0.777  $\mu\text{m}$  avec une résolution spatiale de 4 à 7 km sur un fauchée de 600x600 km de la surface de la terre. Il peut surveiller différents orages dans son champ visuel instantané pendant 80 secondes. La période de survol d'un même lieu est assez longue pour estimer le taux d'occurrence des éclairs en chaque point. LIS enregistre la période d'occurrence, l'emplacement des éclairs et l'énergie radiative de ceux-ci.

Il est difficile de détecter les signaux faibles de l'éclair qui se produisent pendant le jour en raison de l'illumination du fond. Le système optique de LIS permet la

détection des éclairs même en présence de nuages ensoleillés. Ce système permet d'éliminer le signal de fond, permettant la détection de 90% de tous les éclairs.

#### 3.5.1.4 VIRS

VIRS est similaire aux AVHRR à bord du satellite de NOAA. Ils ont tous les deux cinq canaux ; les canaux 1, 3, 4 et 5 sont centrés à 0.63, 3.75, 10.8 et 12  $\mu\text{m}$ . Mais le canal 2 est centré à 1.61  $\mu\text{m}$  pour VIRS et à 0.83  $\mu\text{m}$  pour AVHRR. Les canaux 1 et 2 qui mesurent le rayonnement solaire réfléchi sont utiles pour des corrections d'aérosol. Le mode de balayage est Cross-Track, ce qui signifie que la direction du balayage est perpendiculaire à la direction de vol du satellite. Chaque ligne de balayage est constitué de 261 pixels et la résolution au nadir est de 2.11 km à 3.02 km pour des pixels aux deux extrémités du balayage (plus ou moins 45°). La fauchée est de 720 km à l'altitude orbitale de TRMM de 350 km.

La réponse des canaux de VIRS est semblable à celle des canaux de Meteosat. Dans l'IR, si le ciel est clair, la température correspond à celle de la surface de la terre, et s'il y a des nuages, la température tend à être celle des sommets de nuage. Les régions de fort albedo produiront de plus grandes intensités dans les bandes de longueurs d'onde courtes (VIS), et les températures plus chaudes produiront de plus grandes intensités dans les bandes de longueur d'onde longues (IR). Puisque les nuages froids correspondent à des niveaux élevés de l'atmosphère, les températures mesurées sont utiles comme indicateurs des altitudes de nuage. Par ailleurs les nuages les plus élevés sont souvent associés à de la convection profonde et à la présence de pluie.

### 3.5.2 TRMM Microwave Imager (TMI)

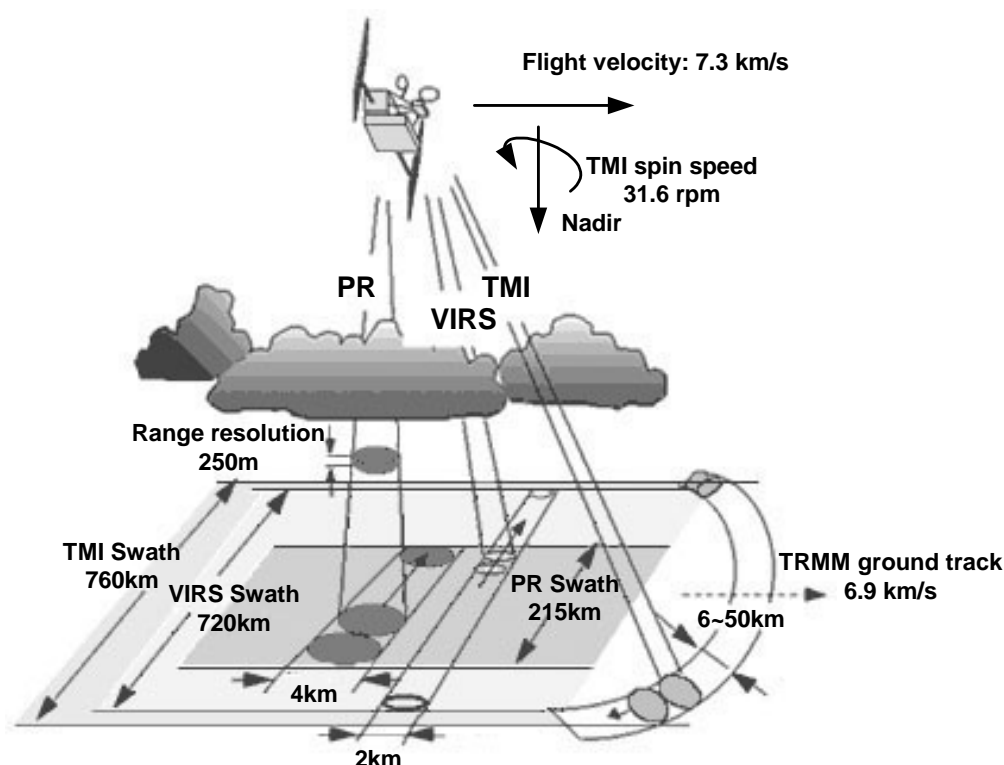
TMI est un radiomètre micro-ondes passif qui a 9 canaux, 5 fréquences, des polarisations linéaires. Les fréquences sont 10.7, 19.35, 21.3, 37.0 et 85.5 GHz. Chaque fréquence a un canal polarisé vertical et horizontal, sauf pour le canal de vapeur d'eau (21.3 GHz), qui a la polarisation verticale seulement. Le TMI est semblable à SSM/I avec les différences suivantes :

- L'addition du canal de 10.7 GHz qui est sensible à la précipitation forte (et qui est très utile pour la détermination de la température de surface de l'océan).
- Un changement de la fréquence du canal de vapeur d'eau de 22.235 à 21.3 GHz pour réduire la saturation dans les Tropiques.

La résolution horizontale de TMI est de deux à trois fois plus élevée que celle de SSM/I en raison de l'orbite à la basse altitude de TRMM par rapport à DMSP.

L'antenne de TMI est une parabole, avec une ouverture de 61 cm. Le faisceau d'antenne regarde la surface de la terre avec un angle de 49° par rapport à la direction du nadir, ce qui produit un angle d'incidence de 52.8° entre le faisceau d'antenne et la surface de la terre. L'antenne de TMI tourne autour d'un axe orienté au nadir à une vitesse constante de 31.6 rpm. La rotation trace un cercle sur la surface de la terre. Les observations de TMI se limitent sur ce cercle au secteur de 130° à l'avant du satellite. Le secteur balayé correspond à une largeur de fauchée de 758.5 km, comme représenté sur la Figure 3.4. La taille du plus petit footprint (85.5 GHz) est seulement 6.9 km (direction Along-Track) et 4.6 km (direction de Cross-Track), il y a donc un espace de 7.0 km entre les balayages successifs. Cependant, c'est la seule fréquence où il y ait un petit trou. Pour tous les autres canaux, les footprints des balayages

successifs recouvrent les balayages précédents. La taille de footprint donnée ici est le champ visuel effectif (EFOV).



**Figure 3.4** La géométrie de balayage de PR, VIRS et TMI de TRMM [Kummerow et al., 1998].

Le champ visuel instantané (IFOV) est la trace résultant de l'intersection de la largeur de faisceau d'antenne et de la surface de la terre. En raison de la forme de l'antenne elle-même et de l'angle d'incidence non-nadir sur la surface, l'empreinte résultante sur la surface de la terre peut être décrite par une ellipse. Le diamètre mineur de l'ellipse est le long du balayage Cross-Track (CT), alors que le diamètre principal est dans la direction de visée en azimut, correspondant à Along-Track (AT) quand la visée est juste devant le satellite. Puisque TMI tourne pendant que son récepteur intègre, le champ visuel effectif (EFOV) est le secteur efficace balayé par le faisceau d'antenne pendant le temps d'intégration. L'EFOV est représenté par une grande ellipse centrée entre les deux IFOVs. Le centre de l'EFOV est la position du faisceau d'antenne au point médian de la période d'intégration. Puisque le mouvement satellite dans la direction de AT est très petit pendant le temps d'intégration, l'EFOV-AT est presque identique à l'IFOV-AT. Toutefois l'EFOV-CT dans les plus basses fréquences (10.65, 19.35, 21.3 GHz) sera étroit par rapport à leur IFOVs, aussi l'EFOV de faisceau sera défini en joignant un certain nombre d'échantillons voisins de l'EFOVs dans la direction CT pour représenter la résolution vraie de TMI. Chaque ligne de balayage pour les basses fréquences est de 104 pixels par rapport aux 208 pixels pour le 85.5 GHz. Le détail de EFOV et IFOV est présenté sur le Tableau 3.9.



Fréquence (GHz)	10.65	19.35	21.3	37.0	85.5
IFOV CT×AT (km <sup>2</sup> )	35.7×59.0	18.4×30.5	16.5×27.2	9.7×16.0	4.1×6.7
EFOV CT×AT (km <sup>2</sup> )	9.1×63.2	9.1×30.4	9.1×22.6	9.1×16.0	4.6×7.2
EFOV de faisceau CT×AT (km <sup>2</sup> )	37×63	18×30	18×23	9×16	5×7
EFOV par scan	104	104	104	104	208

**Tableau 3.9** Résolutions spatiales des 5 canaux de TMI. L'IFOV défini comme la trace vue par l'antenne au sol instantanée et l'EFOV correspond à la trace au sol effective.

Les calculs servant à la restitution de paramètres géophysiques comme la précipitation à partir de TMI sont basés sur la loi du rayonnement de Planck, qui décrit combien d'énergie un corps rayonne en fonction de sa température. Les surfaces d'eau telles que les océans et des lacs émettent seulement environ la moitié de l'énergie micro-onde indiquée par la loi de Planck et semblent donc avoir seulement la moitié de la vraie température de la surface (elles ont en fait une émissivité très faible). Les surfaces d'eau apparaissent donc très « froides » à un radiomètre micro-ondes passif. En revanche, les gouttes de pluie semblent avoir une température proche de leur vraie température. Elles semblent donc chaudes à un radiomètre micro-ondes passif et offrent donc un contraste vis à vis de la surface de l'eau « froide ». Le réchauffement de la scène dépend de la quantité de gouttes de pluie qu'elle contient, il y a donc une relation température – précipitations. Les recherches conduites pendant des années permettent maintenant d'obtenir des taux de précipitations assez précis basés sur la température de la scène en micro-onde au-dessus des surfaces d'eau.

La terre est très différente des océans en termes de rayonnement émis en micro-onde, semblant avoir environ 90% de sa vraie température (elle a une émissivité beaucoup plus élevée. Dans ce cas, il y a peu de contraste pour observer les « chaudes » gouttes de pluie. Certaines propriétés des précipitations, cependant, peuvent encore être déduites. En particulier, les micro-ondes à haute fréquence (85.5 GHz) sont fortement dispersées par les grosses particules de glace présentes dans les nuages convectifs très pluvieux. Ceci réduit le signal de micro-onde au satellite, faisant apparaître ces nuages comme très froids par rapport à un fond de Terre chaud.

### 3.5.3 Precipitation Radar (PR)

Le PR est le premier instrument spatial fournissant des cartes tridimensionnelles de la structure des précipitations dans l'orage, en particulier de leur distribution verticale. De plus, il permet d'obtenir des mesures quantitatives de précipitations au-dessus de la terre aussi bien que de l'océan. Troisièmement, il améliore la mesure globale de précipitation TRMM et sa précision par l'utilisation des données combinées, passives (TMI et VIRS) et actives (PR). Les mesures apportent une information de valeur inestimable sur l'intensité et la distribution de la pluie, sur le type de pluie, sur la

profondeur des orages et sur l'altitude à laquelle la neige se transforme en pluie. Les évaluations de la chaleur libérée dans l'atmosphère à différentes altitudes basées sur ces mesures peuvent être employées pour améliorer des modèles de circulation atmosphérique globale.

Le PR est un système actif à antenne synthétique de 128 éléments fonctionnant à 13.8 GHz, il a une résolution horizontale à la surface de la terre d'environ 4km et une largeur de fauchée de 215 km. Un de ses caractères plus important est sa capacité à fournir des profils verticaux de la pluie et de la neige de la surface jusqu'à une altitude d'environ 20 km. Le radar peut détecter des taux de pluie assez faibles à partir d'environ 0.7 mm par heure. Dans la pluie intense, où les effets d'atténuation peuvent être forts à cette fréquence, de nouvelles méthodes ont été développées pour aider à corriger pour cet effet.

### **3.6 Le Global Precipitation Climatology Project (GPCP)**

Le projet de climatologie des précipitations globales (Global Precipitation Climatology Project, GPCP) a été mis en place par le programme mondial de recherche du climat (World Climate Research Program, WCRP) pour résoudre le problème de la mesure de la distribution de la précipitation globale sur plusieurs d'années. Le principe général est de combiner l'information de précipitation fournie par chacune de plusieurs sources, pour ensuite obtenir un produit fusionné final. Les évaluations micro-ondes sont basées sur les données de SSM/I des satellites de DMSP qui volent en orbite héliosynchrone. Les évaluations infrarouges de précipitation sont obtenues principalement à partir des satellites géostationnaires des Etats-Unis, de l'Europe et du Japon; et aussi par des satellites à orbites polaires des Etats-Unis. Les informations additionnelles à la basse altitude incluent les données du sondeur opérationnel vertical de TIROS (TIROS Operational Vertical Sounder, TOVS) et les données d'Indice de Précipitation OLR (OLR Precipitation Index, OPI) venant des satellites de la série des NOAA. Les données de mesure sont assemblées et analysées par le centre de climatologie des précipitations globales (Global Precipitation Climatology Centre, GPCC) du Deutscher Wetterdienst et par le centre de prévision de climat (Climate Prediction Center) de la NOAA.

GPCP a favorisé le développement d'une procédure d'analyse pour mélanger les diverses évaluations et pour produire des grilles de champs de précipitation globaux. Le procédé opérationnel vient actuellement de Huffman et al. [1995] et a été employé pour produire les données combinées de précipitation en version-2 de GPCP, couvrant la période de janvier 1979 jusqu'à maintenant. Le produit de version-2 est un ensemble de données combinées d'observation mensuelle (sans introduction de modèles). Il s'agit d'un produit en point de grille basée sur les mesures de pluviomètres dans les stations et sur des évaluations des précipitations par satellites. Il y a au total de 27 champs dans le produit version-2 qui fournissent des informations sur diverses estimations, y compris les évaluations d'erreur aléatoire RMS (Root Mean Square) [Huffman, 1997].

La combinaison de la version-2 inclut des évaluations de précipitation de TOVS, remplissant les données vides à haute latitude produites dans la version 1, et les estimations d'OPI, prolongeant la combinaison aux mois précédant la disponibilité des données de SSM/I (juillet 1987). Pendant des mois sans données de SSM/I, un

algorithme de régression linéaire variable en mensuel et en régional est employé pour ajuster les évaluations d'OPI, qui sont alors employées au-dessus du globe entier au lieu des évaluations de SSM/I.

Un autre produit de GPCP fournit des données quotidiennes de précipitation dans un-degré (1DD) de grille, c'est aussi un ensemble de données combinées d'observation-seulement. Ce produit accompagne la combinaison de la version-2 de GPCP en raison du besoin de beaucoup d'utilisateurs de précipitations dans des régions et à des échelles de temps plus fines que la version-2. Le produit 1DD est basé sur des évaluations des précipitations satellitaires à partir d'octobre 1996 jusqu'à maintenant.

### 3.7 Conclusion

La mission INDOEX a été passée en revue dans ce chapitre; notre recherche est basée sur cette période d'expérience et emploie les données de Meteosat-5 IR pour étudier le système convectif. L'avantage principal du satellite géostationnaire est qu'il nous fournit des observations bien échantillonnées y compris à l'échelle journalière. Les deux autres instruments que nous utilisons dans notre étude sont le radiomètre SSM/I sur le satellite DMSP et le radiomètre TMI sur le satellite TRMM. Les DMSP ont une orbite polaire hélio-synchrone, mais TRMM est non hélio synchrone et a une orbite inclinée de 35° sur l'équateur. SSM/I et TMI ont les fréquences semblables dans des canaux micro-ondes, mais TMI a des canaux additionnels à 10 GHz pour la sensibilité aux fortes précipitations. Les caractéristiques spatiales et temporelles et la géométrie du balayage de chaque instrument ont été décrites. Cette information nous aide à co-localiser les pixels micro-ondes dans la grille de l'image IR. Nous pouvons alors employer les données de SSM/I et de TMI pour analyser le taux de précipitation dans la région de l'Océan Indien et aussi nous pouvons les comparer avec des produit de GPCP.

## Chapitre 4

# Étude des systèmes convectifs à meso-échelle au-dessus de l'Océan Indien

### 4.1 Introduction

Nous avons mentionné au chapitre 2 la structure et la constitution d'un système convectif à meso-échelle (MCS) au-dessus de l'océan et des continents. L'observation de ces systèmes au-dessus de l'océan n'est pas possible comme au-dessus de la terre à l'aide de stations météorologiques. L'échelle horizontale et verticale des nuages et le déplacement des systèmes rendent l'observation à partir de la surface plus difficile. Dans le chapitre 3, nous avons présenté l'expérience INDOEX, qui a rassemblé les observations de divers instruments, en particulier les images du satellite géostationnaire METEOSAT-5 pendant la saison de mousson d'hiver de l'Océan Indien. Nous employons ici les images du canal IR pour caractériser chaque MCS par son cycle de vie, sa température de brillance et sa taille. La première partie de ce chapitre présente quelques études antérieures au sujet des systèmes convectifs. Puis nous utilisons un algorithme pour suivre les systèmes et pour analyser leurs caractéristiques dans différentes régions au-dessus de l'Océan Indien.

### 4.2 Études antérieures

Les systèmes convectifs tropicaux ont été étudiés depuis des années, compte tenu de leur importance pour le bilan d'eau et d'énergie. La convection profonde au-dessus des océans équatoriaux est un mécanisme primaire qui transporte la chaleur de la couche limite vers la haute troposphère. Dans les années soixante, le concept de "cluster de nuages convectifs" s'est imposé par l'observation des images satellitaires. Ce concept a été également précisé pendant cette période et défini comme un groupe de cumulonimbus reliés entre eux et de dissipation par une couverture commune de cirrus.

La mise en oeuvre d'instruments multiples pour observer la convection est illustrée au-dessus de l'Océan Atlantique Tropical par l'expérience GATE (Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment). Le but de GATE était d'améliorer la compréhension de la convection tropicale et son rôle dans la circulation atmosphérique globale. Dans ce programme, les mesures étaient obtenues par satellite, radar, avion et radiosondages lancés par bateau sur l'océan.

Les données montrent que la convection profonde dans la Zone de Convergence intertropicale (ZCIT, ou ITCZ en anglais) est répartie dans deux types de clusters nuageux: des clusters en mouvement rapide (squall en anglais) et des clusters en mouvement lent. Les clusters sont caractérisés par une grande couverture des nuages de niveau moyen à haut, générée par la convection pénétrante des cumulonimbus. Les grands cumulonimbus sont typiquement regroupés en clusters avec une ou plusieurs cellules de précipitation de meso-échelle [Houze et Betts, 1981]. Leur étude a

contribué à la compréhension de la structure et de la dynamique des systèmes convectifs.

Nous rappelons que les grands systèmes connus sous le nom de complexes convectifs à meso-échelle (MCC) sont des sous-ensembles de MCS (Systèmes convectifs à meso-échelle). Dans le chapitre 2, la définition des MCC par Maddox [1980] est précise comme la taille doit être supérieure à  $10^5 \text{ km}^2$  et le cycle de vie doit être supérieur à 6 heures, ces éléments sont résumés dans le Tableau 4.1.

Taille	A: la couverture de nuage connexe à température infrarouge au-dessous de $33^\circ\text{C}$ (240 K) doit avoir une surface supérieure à $10^5 \text{ km}^2$ . B: A l'intérieur, la couverture de nuage à température infrarouge inférieure à $54^\circ\text{C}$ (219 K) doit avoir une surface supérieure à $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ .
Durée	Cycle de vie de plus ou égal à 6 heures.
Forme	Excentricité supérieure ou égale à 0.7 à la période de taille maximum.
Taille maximum	Taille maximum observée de la couverture de nuage contiguë.
Fin de MCC	Les définitions A et B ne sont plus satisfaites

**Tableau 4.1** Critère de complexe convectif à meso-échelle (MCC).

Un satellite national indien (INSAT) assure la couverture de l'océan Indien. C'est un satellite géostationnaire opérationnel dont le radiomètre du infrarouge observe l'ensemble de l'Océan Indien toutes les 3 heures. Laing et Fritsch [1993] ont utilisé des données INSAT-1B pour calculer les paramètres morphologiques des nuages et pour examiner les caractéristiques des complexes convectifs à meso-échelle (MCCs) au-dessus du sous-continent indien. Ils ont trouvé que les MCCs sont typiquement nocturnes, tendent à se former au-dessus du continent, ont une vie d'environ 9 heures et produisent une couverture nuageuse à peu près  $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ . Leur conclusion est que les MCCs au-dessus du sous-continent indien ont des caractères semblables à ceux observés au-dessus des autres régions du monde. Dans une étude de la distribution globale de MCCs, Laing et Fritsch [1999] ont trouvé que la couverture de nuage froid est d'environ  $3.5 \times 10^5 \text{ km}^2$  et la durée de vie peut dépasser 10 heures. Il y a environ 400 MCCs par an en moyenne qui se produisent au-dessus des continents et des océans dans le monde. La plupart d'entre eux se développent dans une zone favorable et montrent un cycle de vie nocturne qui commencent dans l'après-midi, culminant après minuit et finissant après le matin.

Les MCCs au-dessus de l'océan sont peu différents de ceux au-dessus du continent. Leur modulation diurne est plus faible et beaucoup de systèmes persistent jusqu'à tard le matin. Un tel développement matinal des systèmes océaniques a été étudié par Machado et al. [1993], Mapes et Houze [1993] et particulièrement par Liberti et al. [2001], qui se sont centrés sur l'effet de terre sur le cycle diurne des nuages. Les différences observées entre océan et continent suggèrent que le cycle de vie n'est pas seulement influencé par le cycle journalier du rayonnement mais est aussi affecté par les propriétés de surface et les dispositions géographiques locales.

Comme mentionné au chapitre 2, un système convectif profond consiste en plusieurs cellules convectives nuageuses, les nuages stratiformes associés pouvant avoir une vie de plus d'un jour. Le sommet des nuages de tels systèmes peut atteindre la tropopause et l'aire horizontale des nuages peut être de  $5 \times 10^2 \text{ km}^2$  à  $10^6 \text{ km}^2$ . Une méthode des classifications par température de brillance de sommet de nuage séparent les systèmes de convection très profonde à des températures inférieures à 220 K et convection profonde à des températures entre 220 K et 235 K [Roca et Ramanathan, 2000]. Nous choisirons ces seuils de Tb dans la méthode de suivis des nuages afin d'extraire les systèmes concernés. Ces systèmes, qui se trouvent en particulier au-dessus des océans tropicaux, ne peuvent pas être suivis facilement par des radars. Les données satellites peuvent fournir des mesures plus régulières et une vue plus prolongée que les radars situés sur les côtes; notamment l'utilisation des satellites géostationnaires fournit des images à un intervalle régulier de temps. Cet avantage permet d'étudier efficacement le développement et l'évolution des systèmes de nuages [Mapes et Houze, 1993; Machado et al., 1992].

Nous savons que pendant son cycle de vie, un système évolue, se déplace, change de forme...etc. En outre, selon les conditions atmosphériques, un système peut se dissiper, se diviser en plusieurs systèmes ou fusionner avec d'autres systèmes proches. L'évolution temporelle de la structure d'un système pendant son cycle de vie est très importante. Gambheer et Bhat [2000] ont développé une méthode en utilisant l'image INSAT toutes les 3 h pour détecter les systèmes convectifs profonds (CS) et pour examiner leurs caractéristiques de cycle de vie. Ils ont défini des seuils de température de brillance variés de 201 K à 261 K. Leur étude conclue que la quantité de CS croît linéairement de 201 K à 251 K et que seulement 20% à 40% des CSs apparaissent sur une seule image. L'utilisation des données d'image à intervalle de trois heures ne permet donc pas l'étude des systèmes de courte durée.

Par comparaison à INSAT-1B, les données METEOSAT-5 fournissent des observations dans lesquelles le canal IR ( $10.5 \sim 12.5 \text{ }\mu\text{m}$ ) est disponible toutes les 30 minutes. Ce satellite a été décalé à 63°E par EUMETSAT et était le principal instrument de surveillance des nuages pendant l'expérience de l'Océan Indien INDOEX, qui combinait des mesures à partir de stations terrestres, de bateaux, d'avions et de satellites, de janvier à mars 1999. L'idée principale de ce chapitre est de caractériser les relations entre le cycle de vie, la température de brillance moyenne et la taille du MCS. Nous avons utilisé les images consécutives METEOSAT-5 du canal infrarouge sur 49 jours pour extraire les MCS au-dessus de l'Océan Indien.

## 4.3 Méthodes de suivi des systèmes convectifs

### 4.3.1 Introduction

Puisque la continuité de données des images est un facteur très important pour suivre le système, nous avons d'abord vérifié cette continuité en examinant toutes les images sur une période de l'expérience INDOEX où leur qualité apparaît a priori bonne. Cette période s'étend sur 49 jours du 1er janvier au 18 février 1999. Très peu d'images sont de mauvaise qualité (par exemple, données manquantes sur une partie de l'image ou mauvaises lignes de balayage). Les images manquantes ont été remplacées au moyen d'interpolations. Après vérification, il y a seulement cinq images perdues en janvier et une image perdue en février.

La méthode d'interpolation utilisée pour combler ces « trous » emploie les deux images précédant et suivant l'image absente, puis calcule la valeur moyenne à chaque pixel et l'attribue au même pixel de l'image manquante. Finalement, nous avons obtenu 2 352 images IR consécutives qui ont été employées pour le suivis des MCSs.

### 4.3.2 Algorithme de suivi des nuages

L'algorithme original de suivi des nuages a été développé par Mathon et Laurent [2001] et appliqué avec succès pour le suivi des lignes de grains et autres systèmes convectifs de l'Afrique Occidentale. Cette méthode comporte plusieurs étapes depuis le choix d'un cluster de nuage, l'identification du recouvrement des clusters sur des images successives et finalement la construction de la trajectoire du système.

Les étapes principales sont décrites ci-dessous :

1. Utilisation du seuil de température de brillance 238 K pour extraire les clusters sur chaque image. Un cluster est formé de tous les pixels voisins et de température de brillance au-dessous du seuil.
2. Calcul des paramètres correspondant à chaque cluster tels que le temps, le centre géométrique, les coordonnées des pixels de frontière, la surface, le minimum de  $T_b$ , la moyenne de  $T_b$ .
3. Utilisation du seuil de taille minimum pour éliminer les clusters de petite taille (inférieure à  $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ ).
4. Détection du recouvrement du cluster avec d'autres dans l'image suivante.
5. Caractérisation d'un MCS en par sa trajectoire, la durée de son cycle de vie et sa vitesse de déplacement.

Les situations de division ou de fusion sont également prises en compte dans cette méthode. Quand un cluster se sépare en plusieurs petits clusters, nous gardons l'ancienne étiquette pour le cluster le plus grand. Les autres se voient attribuer de nouveaux numéros et continuent sous cette étiquette les étapes de suivi de cluster. Si un cluster fusionne avec un autre cluster, on indique que le plus petit cluster a subi un événement de la fusion et on arrête pour lui les étapes de suivi. Le plus grand cluster continue à être suivi.

### 4.3.3 Seuil de la température de brillance (Tb)

Différentes valeurs des seuils de Tb ont été adoptées, d'après les études des caractéristiques des systèmes convectifs en utilisant des images IR. 253 K est considéré comme la température la plus élevée liée à la convection au-dessus de l'Afrique et de l'Océan Atlantique [Machado et al., 1992]. Les seuils 233 K et 213 K ont été choisis pour identifier la convection profonde et très profonde dans l'étude des MCS sur l'Afrique occidentale [Mathon et Laurent, 2001]. Cependant, les seuils 235 K et 208 K ont été choisis dans le Pacifique occidental [Mapes et Houze, 1993]. Au-dessus de l'Océan Indien, une classification de nuages précise (5 catégories et quatre seuils de température: 210 K, 240 K, 255 K, et 270 K) a été employée pour étudier la convection profonde [Roca et al., 2002].

Les différents choix du seuil de Tb dépendent donc de la géographie. Nous avons regardé plus en détail le choix des seuils correspondant à diverses températures dans différentes régions tropicales. Le Tableau 4.2 résume les valeurs des seuils choisis notamment dans la région indienne.

Seuil de Température (T)	Remarque	Région d'étude	Auteur(s)
235 K	La plus haute température pour la détection du nuage convectif	Africa Tropical, Océan Atlantique	Machado et al. [1992]
253 K	La plus haute température pour le nuage convectif	Africa Ouest, Sahel	Mathon et Laurent [2001]
233 K	Seuil courant pour identifier la convection profonde		
213 K	Convection très profonde		
235 K	Estimateur de quantité intégrée de précipitations	Pacifique Ouest	Mapes et Houze [1993]
208 K	Associé à l'aire de précipitations		
245 K	Convection profonde, le sommet du nuage est à 8-9 km	Amérique du sud et du nord	Machado et al. [1998]
218 K	Le sommet du nuage est à 12-13 km		
T<240 K	La couverture de nuage de MCCs $\geq 100,000 \text{ km}^2$	Continent Indien	Laing et Fritsch [1993]
T<219 K	La couverture de nuage de MCCs $\geq 50,000 \text{ km}^2$		
T<220 K	Convection très profonde	Océan Indien	Roca et Ramanathan [2000]
220 K<T<235 K	Convection profonde		
235 K<T<255 K	Nébulosité convective de fond		
Varié entre 201 K ~ 261 K	Le nombre de CS augmente jusqu'à 251 K	Région Indienne	Gambheer et Bhat [2000]
201 K, 221 K, 241 K et 261 K	CSs<221 K appartiennent à la région convective profonde	Région Indienne	Gambheer et Bhat [2001]
T<235 K	Le nuage est considéré être relié à de la pluie	Golfe du Bengale	Zuidema [2003]
T<210K	Indicateur de précipitation forte avec la plupart des nuages fortement convectifs		

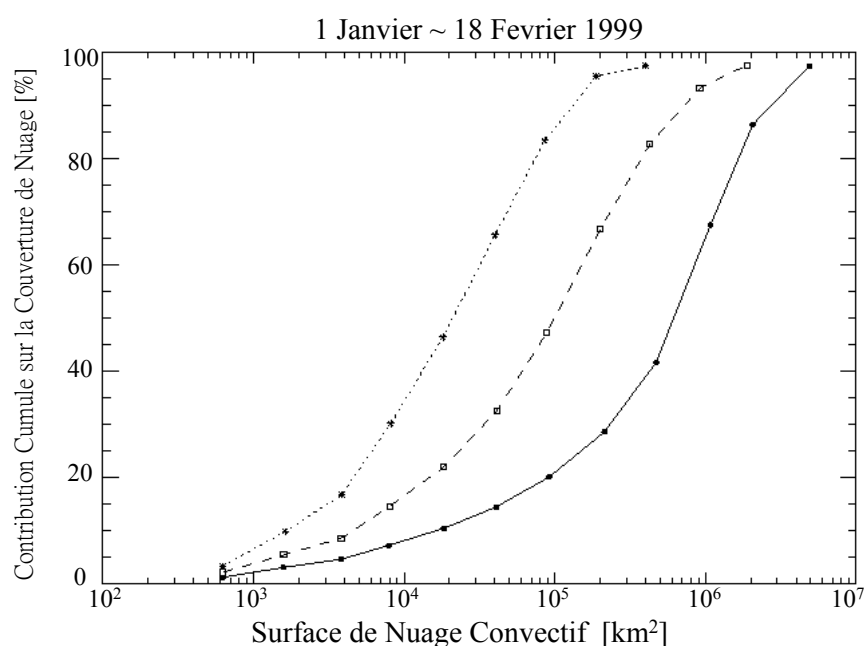
**Tableau 4.2** Examen des seuils de température de brillance employés par différents auteurs dans différentes régions.



Dans notre étude, nous avons choisi un seuil de Tb à 238 K. La décision vient des études antérieures qui ont défini une température de brillance entre 233 K à 240 K pour la convection profonde et aussi d'une étude précédente d'anomalie de radiance [Ascani, 2000] qui avait choisi 214 K, 238 K et 258 K pour discriminer les systèmes de nuages convectifs entre 5°N et 10°S au-dessus de l'Océan Indien. Quand la température de brillance du pixel sur une image est inférieure à ce seuil, il sera considéré comme faisant partie d'un ensemble de nuages convectifs.

### 4.3.4 Seuil de taille minimum d'un cluster

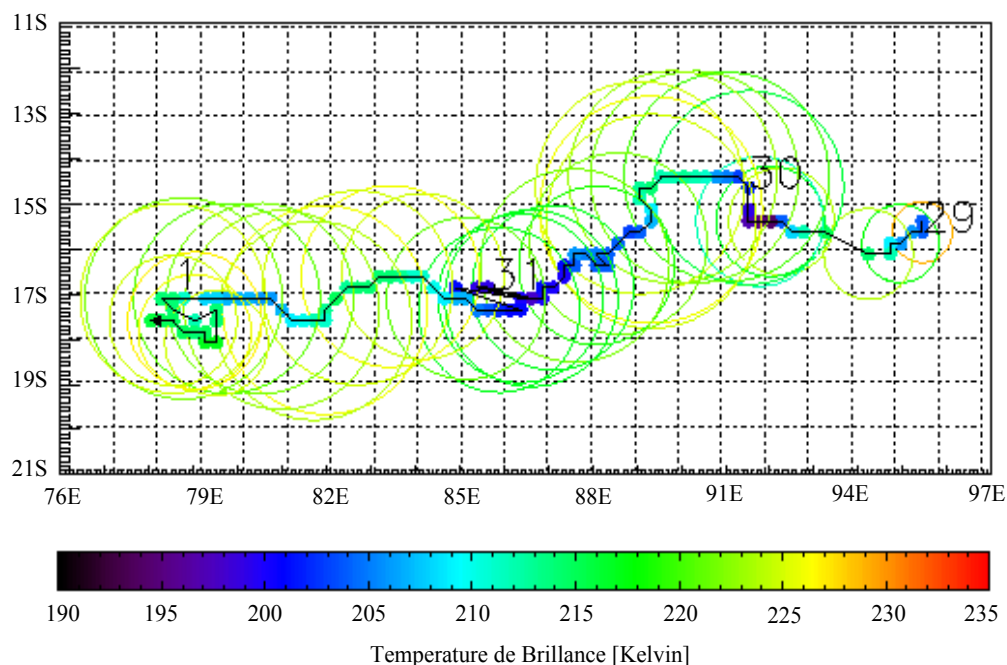
Le choix de la taille minimum d'un cluster convectif est un facteur important, comme le choix du seuil de température de brillance. En particulier, nous souhaitons étudier l'échelle « meso » dans notre étude (voir chapitre 2). La dimension des MCS est généralement située par les auteurs entre  $10^4 \text{ km}^2$  et  $10^6 \text{ km}^2$ , (par exemple les deux seuils:  $5 \times 10^4 \text{ km}^2$  et  $10^5 \text{ km}^2$  ont été utilisés pour l'étude des MCCs par Laing et Fritsch [1993]). Notre choix est déterminé par les courbes cumulatives de couverture de nuage, présentées dans la Figure 4.1.



**Figure 4.1** Couvertures de nuage cumulées du 1er janvier au 18 février 1999. La ligne pleine représente la couverture par les clusters au-dessous du seuil 258 K ; la ligne tiretée au-dessous de 238 K et la ligne pointillée de 214 K.

Pour construire ces distributions, nous avons utilisé deux images par jour (0000UTC et 1200UTC) pendant notre période de 49 jours, et avons identifié les clusters sous chacun des trois seuils de température 258 K, 238 K et 214 K. La distribution montre qu'au seuil de 214 K on atteint 50 % de couverture nuageuse avec les systèmes de dimension supérieure à  $2 \times 10^4 \text{ km}^2$ . Cependant les clusters de même taille pour 238 K contribuent à plus de 75% et plus de 90% pour 258 K. Aussi nous avons décidé de retenir les clusters composés d'au moins 20 pixels (de basse résolution) sur l'image IR, ce qui correspond à une surface de  $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ . C'est la taille minimum des MCS pour l'algorithme de suivi des nuages.

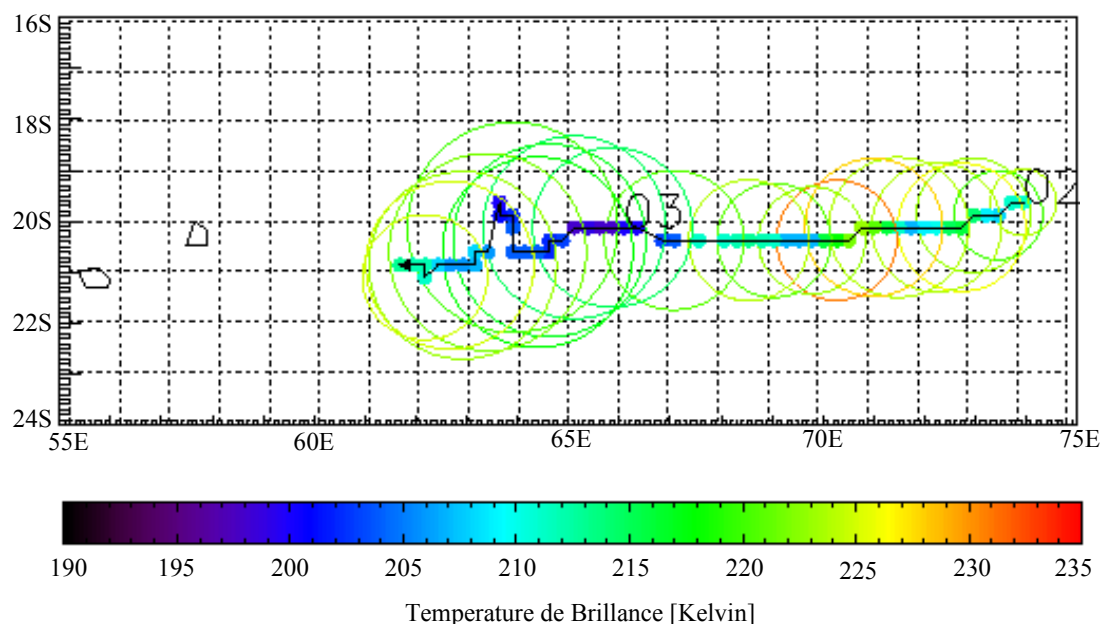
Le seuil de taille de cluster choisi ici aboutit à des clusters représentant plus de 50% de toute la couverture nuageuse pour les trois seuils de Tb. De plus, au seuil 238 K, la surface couverte par les clusters plus grands que cette taille contribue à plus de 80% de toute la couverture des nuages convectifs.



**Figure 4.2 (a)** Première partie de la trajectoire d'un MCS, le cyclone « Chikita ». Sa durée est de 70 heures à partir de 1200UTC 29 Janvier à 1000UTC 1<sup>er</sup> février. La taille du cercle indique l'aire de cluster. La couleur de la circonférence représente la température de brillance moyenne et la couleur du centre montre la température de brillance moyenne des 10% de pixels les plus froids.

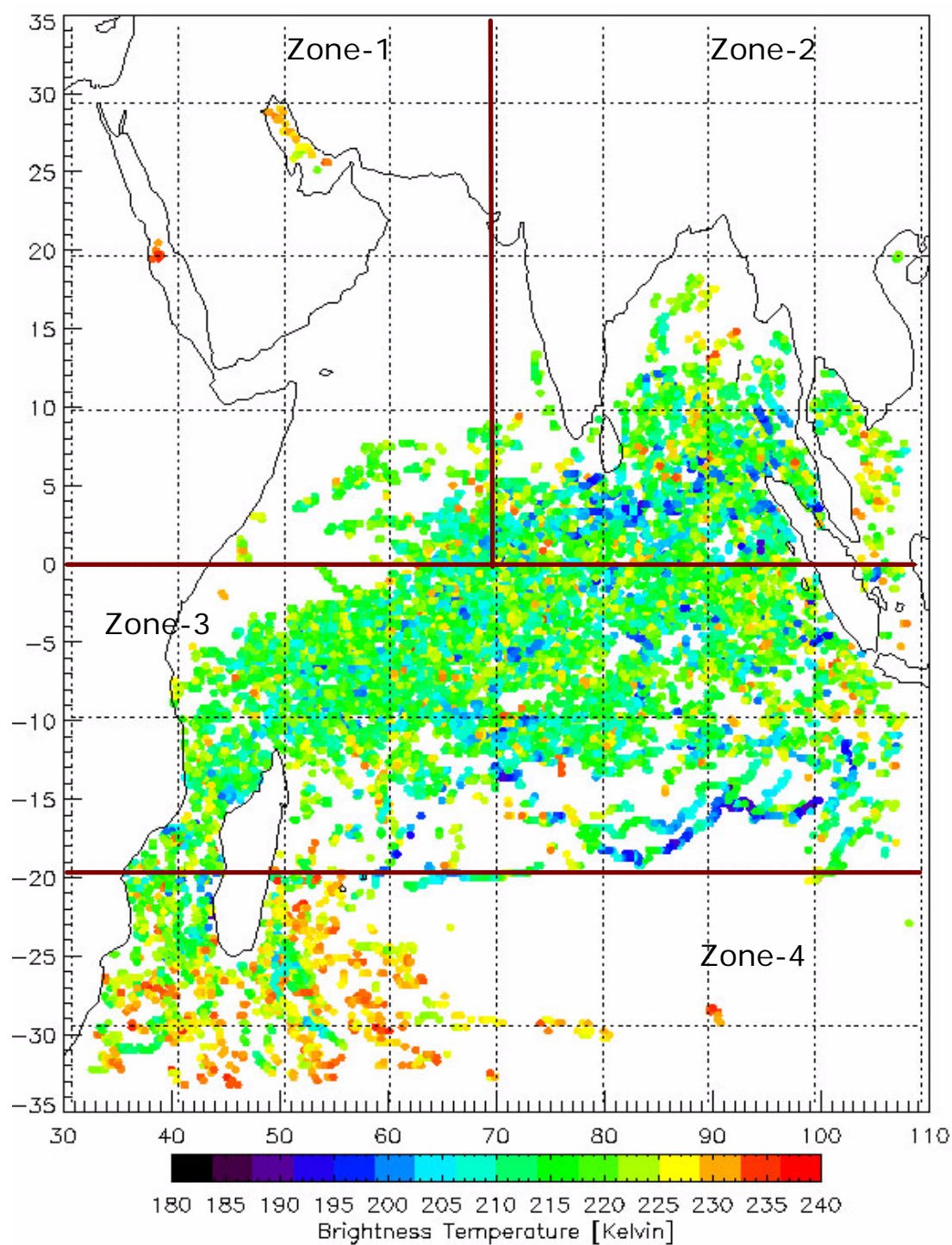
La Figure 4.2(a) montre la trajectoire d'un MCS à vie longue (70 heures) repéré par la méthode de suivi des nuages. Dans ce cas, selon le rapport de cyclone de Météo France à La Réunion, il a été identifié au cyclone tropical « Chikita ». Ce cyclone s'est formé à 1200UTC le 29 janvier avec son centre à 95.2°E et 14.2°S, puis s'est déplacé vers l'ouest jusqu'à la côte est de Madagascar à 0600UTC le 5 février. Nous avons suivi ce MCS à partir du 29 janvier à 1200UTC jusqu'au 1er février à 1000UTC; la suite de la trajectoire de cet événement a été également extraite et présentée dans le Figure 4.2(b). Débutant à 0030UTC le 2 février avec son centre à 74.12°E et 19.62°S, le cyclone s'est déplacé vers l'ouest jusqu'à la côte est de La Réunion à 1800UTC le 3 février.

La première partie du cyclone montre l'évolution de la couverture et de sa température de brillance moyenne toutes les 2 heures : Nous pouvons voir que ce « Tb moyen » est généralement entre 215 K et 226 K, la valeur la plus chaude apparaissant au début à 229 K. La plus grande surface est proche de  $2.1 \times 10^5 \text{ km}^2$  à 1000UTC le 30 janvier où la température des 10% de pixels les plus froids est égale à 211 K et la Tb moyenne du cluster est 226 K. Puis les deux Tbs et la surface continuent à descendre (voir Figure 4.4) pendant presque 14 heures jusqu'à 2330UTC, 30 janvier. Un deuxième pic de taille de surface apparaît à 1300UTC le 31 janvier puis la taille diminue pendant 15 heures jusqu'à 0400UTC, 1er février. La seconde partie du cyclone est décalée de 14.5 heures par rapport à la fin de la première partie. Ceci résulte du fait que le programme de suivi des nuages a détecté une situation de division au début de la deuxième partie. Comme représenté sur la Figure 4.2 (b), la couverture de ce cluster se maintient à  $6.25 \times 10^4 \text{ km}^2$  pendant presque un jour puis devient plus grande pour atteindre  $1.6 \times 10^5 \text{ km}^2$  à 1000UTC, le 3 février. Le cluster disparaît ensuite rapidement au bout de 7 heures. Selon le rapport de Météo France, le cyclone s'affaiblit après 1800UTC, le 3 février et tend à se déplacer vers le nord-ouest. Ce comportement est identique à celui détecté par notre indicateur à la fin de la deuxième partie (qui note une situation de fusion à l'approche d'un autre système).



**Figure 4.2 (b)** deuxième partie de la trajectoire du cyclone « Chikita » : durée 41.5 heures, de 0030 UTC le 2 février à 1830 UTC le 3 février. Le cercle exprime la couverture du secteur par le cluster. La couleur de la circonférence représente la température de brillance moyenne et la couleur du centre montre la température de brillance moyenne des 10% des pixels les plus froids dans ce cluster.

La figure 4.2 (c) montre l'ensemble des MCSs sélectionnés pendant 49 jours. Chaque point représente le centre d'un cluster et la couleur correspond à la température de brillance moyenne des 10% des pixels les plus froids dans ce cluster (voir la section 4.4.3). Nous divisons cette région dans quatre sous-régions de Zone-1 à Zone-4. La décision a été faite par son caractère géographique afin d'étudier le mouvement des MCSs dans chaque zone, par exemple, Zone-1 est sur la Mer d'Arabie; Zone-2 est limité dans le Golfe du Bengale; Zone-3 montre le secteur de ZCIT, Zone-4 est au sud de Madagascar. La trajectoire complète du cyclone « Chikita » a été trouvée dans la Zone-3 où il a montré un décalage entre 75°E à 78°E et 18°S à 20°S. En outre, dans la Zone-4, les températures des MCSs sont plus chaudes que celles dans les trois autres zones. Une discussion détaillée sera donnée dans la section 4.5.



**Figure 4.2 (c)** Trajectoires des MCSs pendant 49 jours. Chaque point représente le centre d'un cluster et sa couleur représente la température de brillance moyenne des 10% des pixels les plus froids dans ce cluster.



## **4.4 Observations des MCSs avec METEOSAT-5 pendant INDOEX**

### **4.4.1 Tri des données, choix des MCSs océaniques simples**

Le processus de suivi des nuages nous a permis de détecter 5580 MCSs pendant 49 jours (du 1er janvier au 18 février). Il est difficile d'analyser ce grand nombre de systèmes, en raison de beaucoup d'irrégularités dans les trajectoires, particulièrement dans les cas suivants : clusters influencés par le continent, détection faussée des clusters à proximité de la frontière de la région de recherche, fusions ou divisions. Aussi avons nous défini trois conditions éliminatoires des MCS afin de simplifier notre analyse statistique. La première condition est d'éliminer les MCS qui ont une partie de leur trajectoire sur les continents.

On élimine donc tous les MCS dont au moins un élément a eu son centre situé sur Terre au cours du cycle de vie du système. En d'autres termes, nous considérons seulement les systèmes qui sont restés océanique pendant l'ensemble de leur vie. Cette condition ne permet de retenir que 2,813 systèmes; elle élimine environ la moitié des systèmes. Une deuxième condition éliminatoire est appliquée lorsque le MCS touche la frontière de la zone d'analyse. Un MCS dont un cluster a son centre sur cette frontière est éliminé. Nous avons trouvé 485 systèmes dans ce cas, et ils ont été éliminés des statistiques.

Le troisième cas d'élimination est lié à l'existence de fusions ou de divisions du MCS (en effet cela induit de fortes irrégularités dans les trajectoires, qui ne correspondent pas à un déplacement réel du système). Quand le dernier cluster d'un MCS correspond à une fusion avec un autre système ou lorsque le premier cluster d'un système résulte de la division d'un autre système (il commence alors avec déjà une grande surface), ils ne sont pas utilisés dans les statistiques. 807 MCSs ont été trouvés en situation de fusion terminale et 683 en situation de division initiale. En conclusion, seuls 838 systèmes ont été considérés comme des MCS purs, soit environ 15% du total. Cette « sélection » est donc très sévère et les systèmes conservés ne sont pas entièrement représentatifs de l'ensemble des systèmes de la zone.

Dans notre définition, un MCS pur est un système entièrement océanique, ayant toute sa trajectoire strictement à l'intérieur de la zone d'analyse, et ne subissant ni fusion ni division.

### **4.4.2 Distribution des MCSs**

La couverture nuageuse pendant la période de trois mois d'INDOEX a été examinée et classifiée en utilisant les images IR de METEOSAT-5 de Sèze et Pawlowska [2001]. Leur carte de distribution permet d'examiner trois types principaux de couverture : ciel clair, nuages à bas niveau et nuages à haut niveau. Ceci est analysé dans treize sous-régions de l'Océan Indien. Le ciel clair ou très partiellement couvert de petits cumulus représente plus de 80% des cas dans les régions subtropicales nord comme le Golfe du Bengale et la Mer d'Arabie. En outre, dans les subtropiques du sud, l'occurrence des nuages de bas niveau monte jusqu'à 80%, si on exclut la région autour du Madagascar.

Les nuages à haut niveau représentent plus de 30% des cas dans la zone de convergence intertropicale, s'étendant de l'Indonésie au nord de Madagascar. Des nuages élevés épais reliés à la convection profonde peuvent être trouvés principalement près de l'Indonésie. Une autre région importante de nuages à haut niveau s'étend de la côte africaine est au nord de Madagascar où certains systèmes se prolongent dans la direction du nord-ouest au sud-est.

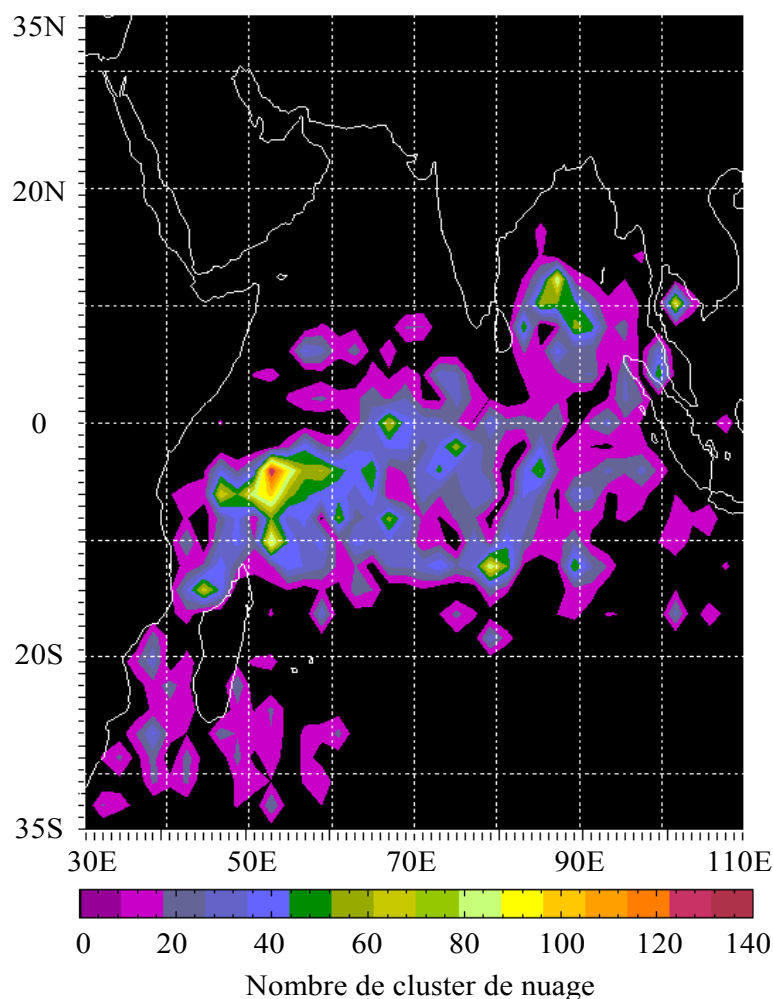
La Figure 4.3 montre la fréquence d'occurrence de tous les clusters de nuage des 838 « MCSs purs » pendant 49 jours (du 1<sup>er</sup> janvier au 18 février 1999). Nous avons calculé le nombre de clusters ayant leur centre localisé dans des fenêtres de 2°×2° (entre 35°S et 35°N; entre 30°E et 110°E). Le résultat montre trois secteurs distincts: le sud du Golfe du Bengale; une bande entre l'équateur et 15°S dans laquelle le maximum d'occurrence de nuages se produit au nord de Madagascar; et le sud de Madagascar au voisinage du tropique du Capricorne. Gambheer et Baht [2000] ont montré des distributions semblables des systèmes convectifs profonds au-dessus de la terre et de l'océan (seuil de Tb: 221 K) en janvier et février 1989. Leur résultat montre une distribution dans une ceinture plus étroite. Si on compare leurs deux diagrammes de janvier et de février, la fréquence d'occurrence en janvier est beaucoup plus haute qu'en février, surtout au-dessus de l'océan.

Ils ont proposé une interprétation du déplacement annuel de la convection profonde du point de vue de la thermodynamique. L'explication des changements de position est le déplacement du lieu du réchauffement solaire maximum, influant sur les propriétés thermo-dynamiques de la surface dont dépendent les phénomènes convectifs. Ils ont utilisé des données reanalysées quotidiennes du NCEP (National Centers for Environmental Prediction) pour étudier la dépendance de la convection avec les propriétés de la surface. Puisque leur secteur d'étude comprend non seulement l'océan mais également le continent, ils ont constaté qu'un paramètre thermo-dynamique qui combine la température et l'humidité permet de relier les propriétés de surface et la convection. On observe en effet que le secteur où la convection est accrue correspond à des valeurs élevées de l'énergie statique humide  $h$  à la surface.  $h$  est défini ci-dessous:

$$h = C_p T + g z + L q \quad 4-1$$

où le  $C_p$  est la chaleur spécifique d'air à la pression constante,  $T$  est la température de l'air,  $g$  est l'accélération de gravité,  $z$  est l'altitude géopotentielle,  $L$  est la chaleur latente d'évaporation et  $q$  est le rapport de mélange de la vapeur d'eau [Gambheer et Baht, 2000; Houze, 1989]. Malheureusement, la corrélation entre  $h$  et la convection n'est pas apparue assez élevée pour soutenir leur hypothèse parce qu'il y a quelques secteurs d'énergie statique humide élevée mais où il y a très peu ou pas de convection. Il n'en demeure pas moins que la dynamique et la thermodynamique sont importantes pour déterminer les zones de convection au-dessus de la région indienne.

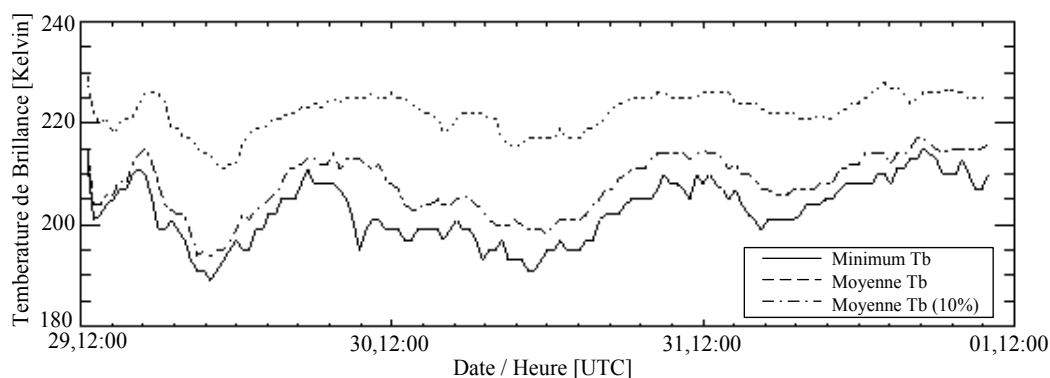




**Figure 4.3** *Fréquence d'occurrence des clusters de nuages de tous les MCSs pendant la période du 1<sup>er</sup> janvier au 18 février 1999. Le nombre de clusters a été calculée dans des fenêtres de 2°x2°.*

#### 4.4.3 Analyse des paramètres des MCSs

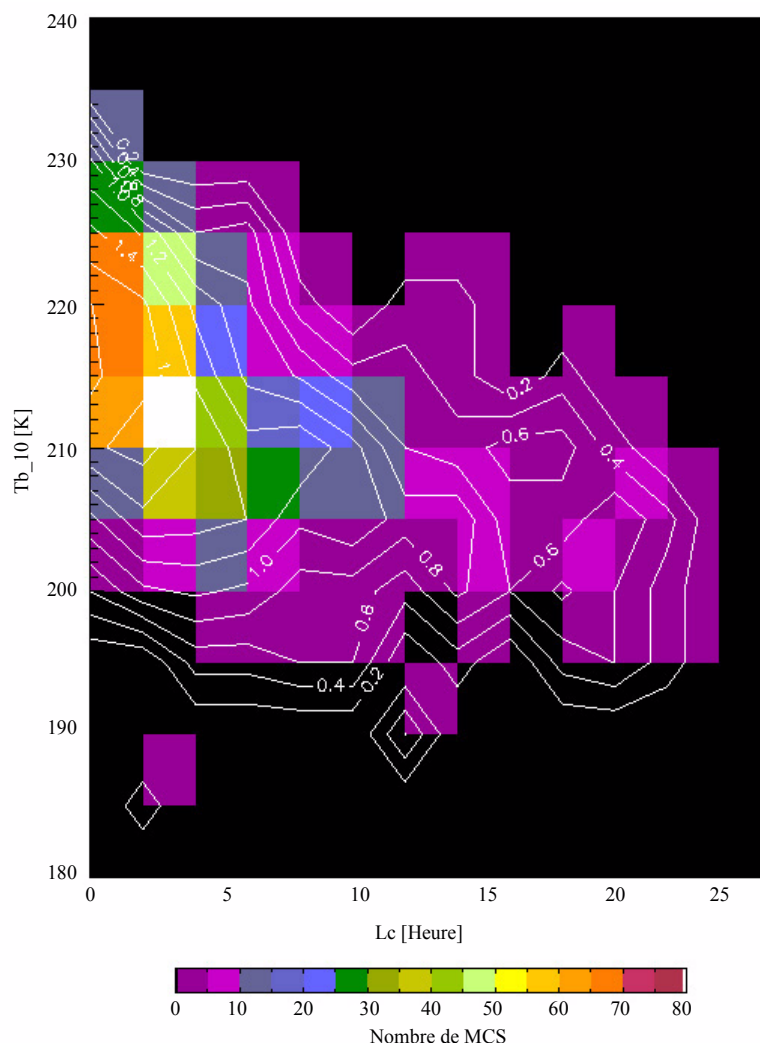
Plusieurs paramètres de chaque cluster composant chaque MCS, comme le maximum de Tb, le minimum de Tb et la couverture maximum ont été calculés pendant le processus de suivi des nuages. Afin de représenter le système entier, quatre paramètres de chaque MCS ont été déterminés dans ce qui suit: la durée de vie (Lc: Life cycle); le minimum absolu de température de brillance (Tb\_min); le minimum de la moyenne de température de brillance des 10% de pixels les plus froids (Tb\_10) et le maximum absolu de couverture (Sc: Surface cover). La durée de vie est définie comme le nombre d'images multiplié par l'intervalle de temps entre les images.



**Figure 4.4** Variations de

- la moyenne de la température de brillance des 10% de pixels les plus froids des clusters d'un MCS (ligne pointillée tirée),
- le minimum de la température de brillance des clusters d'un MCS (ligne pleine)
- la moyenne de la température de brillance des clusters d'un MCS (ligne tiretée) en fonction du cycle de vie. La durée de la vie est à 70 heures de 1200 UTC le 29 janvier à 1000 UTC le 1<sup>er</sup> février 1999.

Nous considérons que la température de brillance minimum (Min\_Tb) et la moyenne de Tb des 10% de pixels les plus froids (Moy\_Tb10) représentent les températures des parties les plus actives de chaque cluster d'un MCS. La Figure 4.4, représente le cas du cyclone « Chikita ». Les variations de Min\_Tb et de Moy\_Tb10 en fonction du temps présentent les mêmes tendances. Moy\_Tb10 présente une forme plus lisse que Min\_Tb : ceci était attendu, puisque Min\_Tb est une valeur extrême calculée pour chaque cluster, alors l'autre paramètre est une moyenne de température des pixels les plus froids. Nous avons décidé de considérer en priorité Moy\_Tb10 dans les études de région entière, et Min\_Tb dans les études de sous-régions.

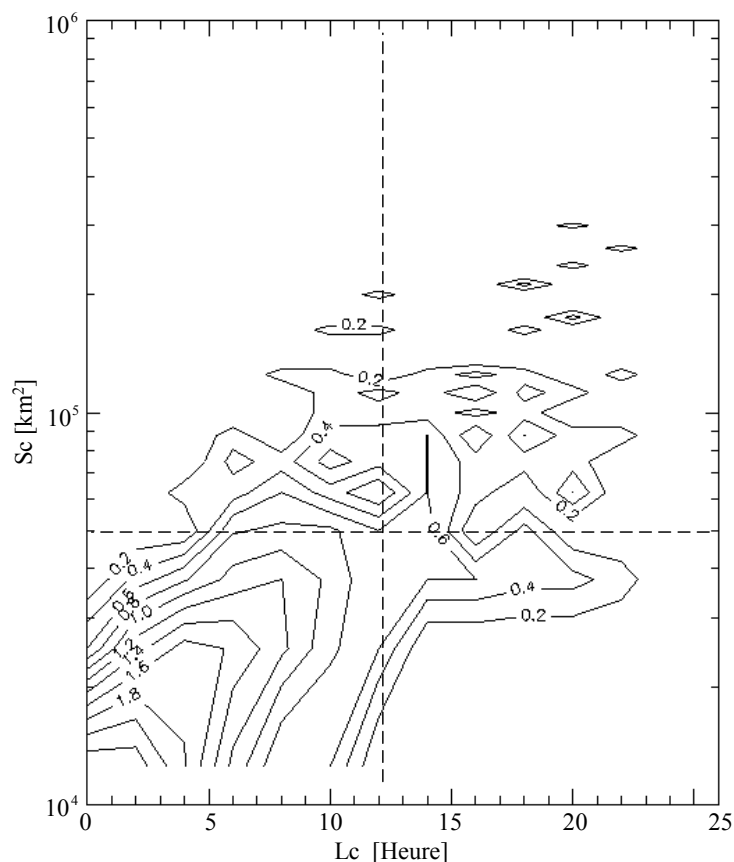


**Figure 4.5** Distribution du nombre de systèmes en fonction de leur durée de vie ( $L_c < 24$  heures) et du minimum de température (au sens de  $Tb_{10}$ ) atteint au cours du cycle de vie d'un MCS. Les couleurs représentent le nombre de MCS dans un intervalle de 5 K de 180 K à 240 K et un intervalle de 2 heures de 0 à 24 heures.

La Figure 4.5 montre la distribution des MCS en fonction de leur durée de vie et de la température minimum atteinte. La quantité de MCS, considérée comme intensité, a été inversée par logarithme entre 0 et 1 (courbes de niveau). Nous pouvons observer deux groupes distincts séparés par une durée de l'ordre de 12 heures. Le groupe des MCS dont la durée est inférieure à 12 heures a une valeur maximale de 1.8 correspondant à un  $Tb_{10}$  proche de 210 K à 215 K. Un autre groupe, de durée de vie longue, a une valeur maximale de 0.8 et la température correspondante est de 200 K à 205 K.

Le  $Tb_{10}$  à 210 K peut également être une valeur seuil pour distinguer les caractéristiques de MCS à durée de vie différente. On remarque que quand  $L_c$  est de moins de 12 heures, les forts nombres d'occurrence de MCSs correspondent à des températures minimum moins froides, particulièrement quand la durée de vie est de moins de 6 heures. Au contraire, pour les longues durées (supérieures à 16 heures), il est très rare que les températures les plus froides soient supérieures à 210 K.

En moyenne, la température minimum atteinte par le sommet des systèmes est d'autant plus froide que leur durée de vie est longue.

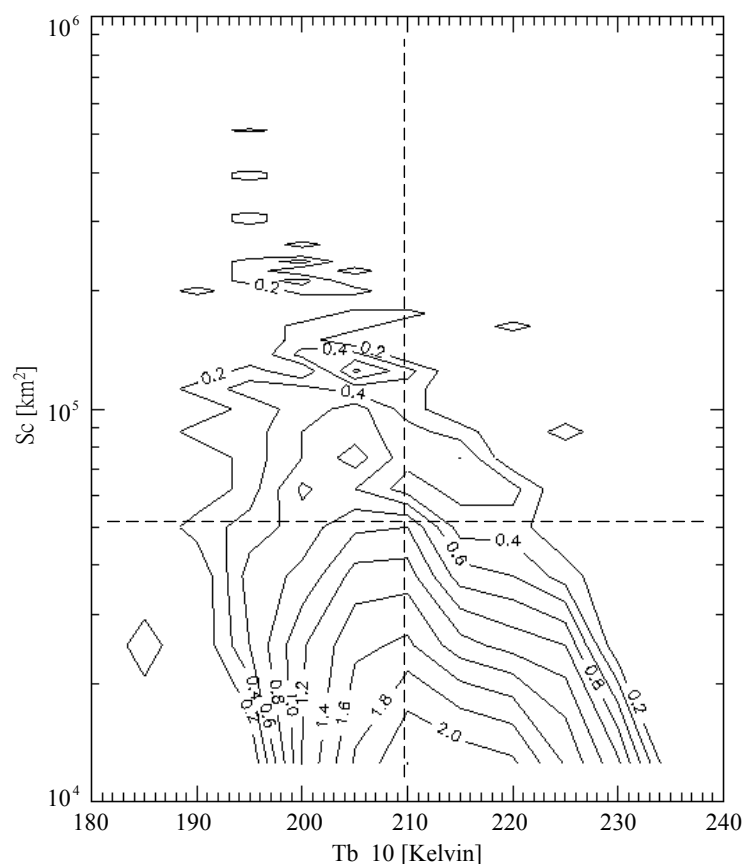


**Figure 4.6** Distribution du nombre de systèmes en fonction de leur durée de vie ( $L_c < 24$  heures) et du maximum de couverture ( $Sc$ ) d'un MCS. Inversé par logarithme entre 0 et 1. L'intervalle de durée de vie est 2 heures et l'intervalle surface couverte est  $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ .

Dans la Figure 4.6, nous montrons la distribution des MCS en fonction de  $L_c$  (inférieur à 24 heures) et de  $Sc$ . L'intervalle d'échantillonnage de  $Sc$  est  $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ ; celle de  $L_c$  est de 2 heures; la représentation de la quantité de MCS, 815 MCSs, est la même que dans Figure 4.5. Il apparaît nettement que les augmentations de  $Sc$  dépendent de la durée de vie tant que la surface couverte reste inférieure à  $10^5 \text{ km}^2$ . Quand la durée de vie commence à dépasser 10 heures, il y a de moins en moins de MCSs de petite taille. Au delà de 14 heures, la surface atteinte dépasse toujours  $3 \times 10^4 \text{ km}^2$ .

Les Figures 4.5 et 4.6 n'ont pas tenu compte de 23 MCSs qui ont des durées de vie de plus de 24 heures. Ils ont été considérés dans la Figure 4.7, qui représente le nombre de MCS en fonction de la température minimum et de la surface maximum atteinte. 210 K apparaît comme un seuil significatif : Pour les températures inférieures à 210 K, la surface peut atteindre les plus grandes valeurs, jusqu'à  $5 \times 10^5 \text{ km}^2$ . Au contraire, quand leur température reste supérieure à 210 K, presque tous les MCS restent plus petits que  $10^5 \text{ km}^2$ . Chen et Houze [1996] ont choisi 208 K comme seuil caractérisant les clusters très froids de nuage. Ils estiment que 208 K est une approximation de la frontière du noyau de précipitation intense des systèmes

convectifs tropicaux. Les valeurs inférieures à 208 K sont considérées comme indicatrices de la convection profonde précipitante.



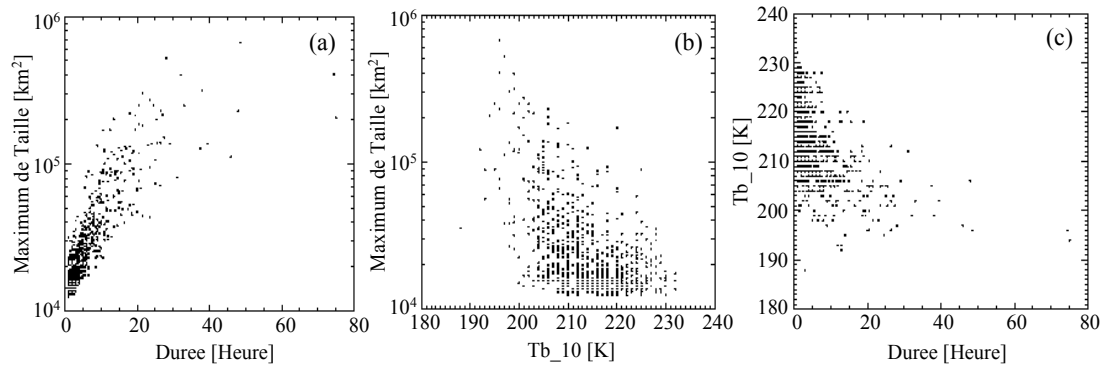
**Figure 4.7** Distribution du nombre de MCS en fonction de la température minimum atteinte et de la surface maximum couverte. L'intervalle de  $Tb_{10}$  est 5 K de 180 K à 240 K et l'intervalle de couverture de surface est de  $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ .

La Figure 4.7 apporte une information supplémentaire par rapport à la figure 4.6 : Il existe des surfaces couvertes atteintes plus grandes (supérieures à  $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ ) dans la Figure 4.7. Ceci est attribuable aux MCSs de durée de vie plus longue que 24 heures.

La Figure 4.8, représente sous forme de diagramme de dispersion (scatter plot) les relations entre  $L_c$ ,  $Tb_{10}$  et  $Sc$ . Dans le schéma (a), on montre la durée de vie en fonction de la couverture maximum de nuage. Chaque point représente un MCS. La durée de vie augmente plus ou moins linéairement avec la couverture maximum de nuage. Le coefficient de corrélation entre la durée de vie et la couverture de nuage maximum est 0.79. Les petits systèmes de durée de vie courte sont les plus nombreux. 72% de ceux qui ont une durée de vie inférieure à 12 heures ont une surface maximum inférieure à  $3 \times 10^4 \text{ km}^2$ . Par ailleurs, tous les MCS de couverture maximum inférieure  $3 \times 10^4 \text{ km}^2$  ont une durée de vie de moins de 12 heures.

Dans le schéma (b), on représente  $Tb_{10}$  en fonction de la taille maximum de couverture nuageuse du MCS. Une tendance est que la baisse de la température minimum accompagne l'augmentation de la couverture nuageuse. Le coefficient de corrélation est de - 0.43. Il y a de 49% de MCSs qui ne dépassent pas  $3 \times 10^4 \text{ km}^2$  et dont la température reste supérieure à 210 K. En combinant avec le résultat du schéma (a), nous pouvons dire que plus de 68% des systèmes de durée inférieure à 12 heures et de taille inférieure à  $3 \times 10^4 \text{ km}^2$  restent à une température supérieure à 210 K.

Le schéma (c) montre une tendance exponentielle reliant la durée de vie à  $Tb_{10}$  : plus celle-ci est froide, plus la durée de vie est longue. Le coefficient de corrélation est de -0.52. Pour les MCSs de très longue durée (plus de 24 heures), leurs températures sont presque toujours inférieures à 210 K. Nous avons cependant observé des anomalies : un MCS de vie très courte, moins de 5 heures, mais avec une  $Tb_{10}$  très froide et une couverture nuageuse faible.



**Figure 4.8** Diagrammes de dispersion (a) entre la durée de vie ( $L_c$ ) et le maximum de taille ( $Sc$ ) d'un MCS, (b) entre  $Tb_{10}$  et  $Sc$  (c) entre  $L_c$  et  $Tb_{10}$ .

## 4.5 Caractères des MCSs dans les quatre sous-régions

Compte tenu de la distribution des MCSs sur l'Océan Indien entier, nous avons divisé la région étudiée en quatre plus petites sous-régions, appelées Zone-1 à Zone-4. A la différence de la section 4.4,  $Tb_{min}$  a remplacé  $Tb_{10}$  pour représenter la température centrale du MCS.

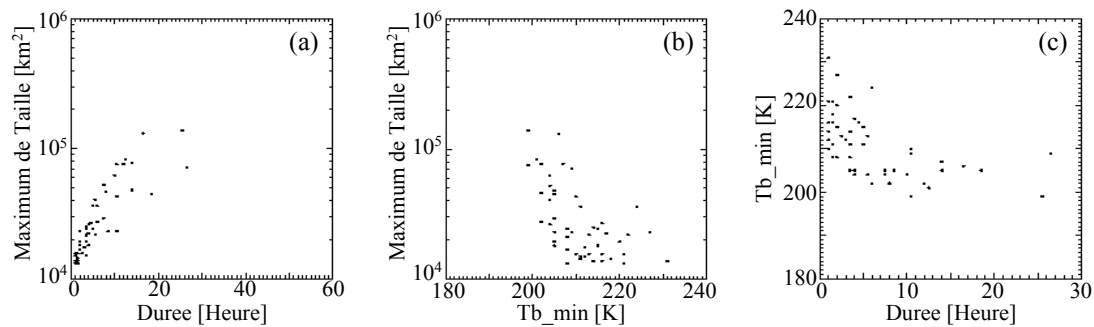
### 4.5.1 Analyse des trois paramètres des MCSs dans chaque zone

Les relations entre  $L_c$ ,  $Tb_{min}$  et  $Sc$  ont été représentée par des diagrammes de dispersion comme dans le paragraphe précédent. Nous montrons les résultats des quatre zones dans les Figures 4.9 à 4.12. La Zone-3 comprend la grande majorité des systèmes (500 MCSs). On étudie donc d'abord la distribution de la Zone-3 car les autres zones test, sauf la Zone-4, présentent la même forme générale de distribution. Ensuite, on discute des différences entre les quatre zones. Les détails des statistiques des quatre zones sont montrés dans le Tableau 4.3.

On observe clairement en Figure 4.5 à 4.7 que le nombre de MCS diminue lorsque la température diminue, alors que leur durée de vie et leur surface augmente, comme il a déjà été vu dans la section précédente. Gambheer et Bhat [2000] ont suggéré une relation de forme exponentielle sur la région indienne:

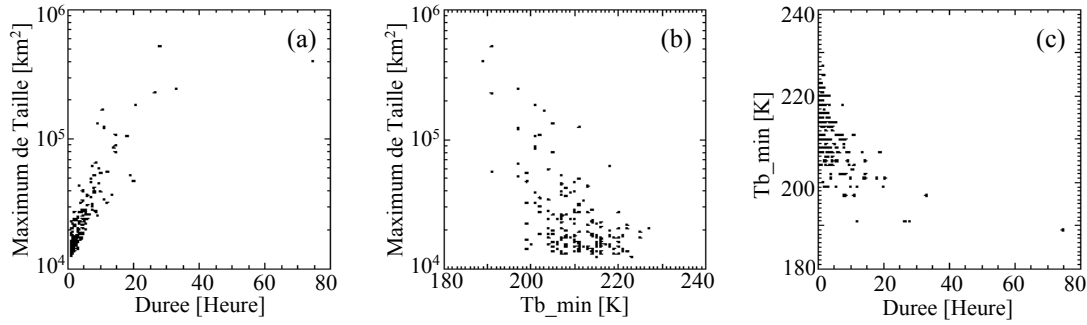
$$N(t)=N_0e^{-\alpha t} \quad 4-2$$

où  $N(t)$  représente le nombre de système avec le cycle de vie de  $t$  heures,  $N_0$  et  $\alpha$  sont des constantes.  $N_0$  varie selon le choix du seuil et  $\alpha$  est entre 0.2 à 0.4. Ils ont conclu que le nombre de systèmes à durée de la vie courte domine à tous les seuils de température. Cette représentation est aussi cohérente avec le fait que la plus grande couverture de nuage des MCS apparaît habituellement dans les systèmes de plus longue durée, qui atteignent les températures les plus froides.



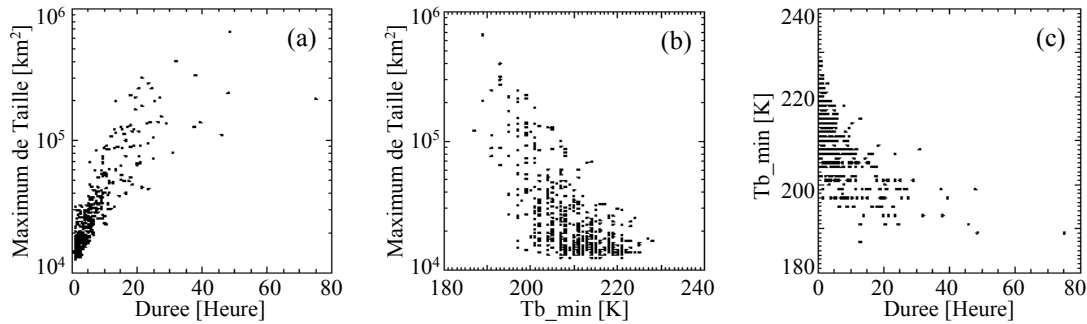
**Figure 4.9** Diagrammes de dispersions correspondant à la Zone-1, la Mer d'Oman (a) Durée de vie ( $L_c$ ) et taille maximum ( $Sc$ ) (b)  $Tb\_min$  et  $Sc$  (c)  $L_c$  et  $Tb\_min$ .

Dans la Zone-1, qui est définie comme la région s'étendant de 30°E à 70°E et de 35°N à l'équateur (la mer d'Oman, dite Arabian Sea en anglais et par extension abusive mer d'Arabie en français), nous avons trouvé que presque tous les 49 MCSs sélectionnés sont situés entre l'équateur et 10°N. Comme représenté sur le schéma 4.9 (a), 86% des MCSs de cette zone ont une vie de moins de 12 heures et une petite taille. Considérant la relation  $Sc - Tb\_min$  dans le schéma (b), les systèmes de faible couverture nuageuse correspondent toujours aux la températures les plus chaudes. Le schéma (c) donne la distribution  $L_c - Tb\_min$ , où l'on peut distinguer quatre groupes divisés par une ligne à 210 K et une ligne à 6 heures. Au-dessus de la ligne 210 K, tous les MCSs sont de durée de vie inférieure à 6 heures. Au contraire, les MCSs de vie plus longue que 12 heures peuvent atteindre une température minimum plus froide que 210 K.



**Figure 4.10** Diagrammes de dispersion correspondant à la Zone-2, le Golfe du Bengale (mêmes diagrammes que la figure 4.9).

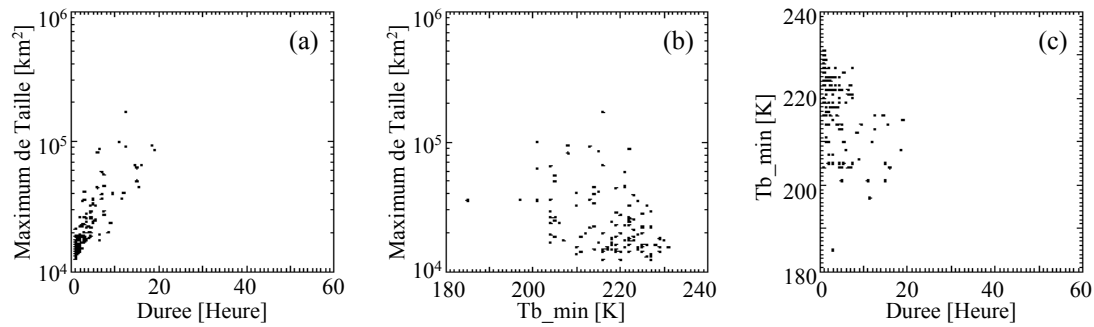
Le Zone-2 est situé entre  $70^\circ\text{E}$  et  $110^\circ\text{E}$  et  $35^\circ\text{N}$  et l'équateur. C'est le Golfe du Bengale. 171 MCSs ont été sélectionnés dans cette région, 92% d'entre eux ont une durée de vie inférieure ou égale à 12 heures. On peut voir dans le diagramme (a), qu'un MCS a duré plus de 3 jours, atteignant une grande surface ( $4 \times 10^5 \text{ km}^2$ ) et une température minimum de 189 K. Comme dans le Zone-1, tous les MCSs de durée supérieure à 12 heures atteignent des températures minimum plus froides que 210 K.



**Figure 4.11** Diagrammes de dispersion correspondant à la Zone-3, la zone de convergence intertropicale située en cette saison entre  $30^\circ\text{E}$  et  $110^\circ\text{E}$  et entre l'équateur et  $20^\circ\text{S}$ . Mêmes diagrammes que dans les figures précédentes.

Comme nous l'avons mentionné au début de cette section, 500 MCSs ont été sélectionnés dans cette région entre l'équateur et  $20^\circ\text{S}$ , la Zone-3, pendant la période d'étude. C'est l'emplacement de la zone de convection intertropicale pendant l'hiver de l'Hémisphère Nord. Le schéma (a) montre des durées de vie beaucoup plus longues que dans les autres régions. Il y a également de plus grandes couvertures nuageuses atteintes. Cependant 87% des MCSs ont une durée inférieure à 12 heures avec des valeurs de surface couverte très variables. Le cyclone « Chikita » a été également sélectionné dans cette zone, mais il n'atteint pas la plus grande couverture de nuage de tous les MCSs de cette zone. Une grande proportion des MCSs sont concentrées dans la gamme des  $L_c < 12$  heures et  $Sc < 5 \times 10^4 \text{ km}^2$ . Le schéma (b) montre que tous les MCSs dont la surface dépasse  $10^5 \text{ km}^2$  atteignent une température minimum plus froide que 210 K. La majeure partie de la population des MCSs est concentrée au dessous de  $3 \times 10^4 \text{ km}^2$  et entre 200 K et 220 K. Le schéma (c) montre la relation entre  $L_c$  et  $Tb\_min$ , la longue durée de vie correspond bien à une température minimum plus froide.



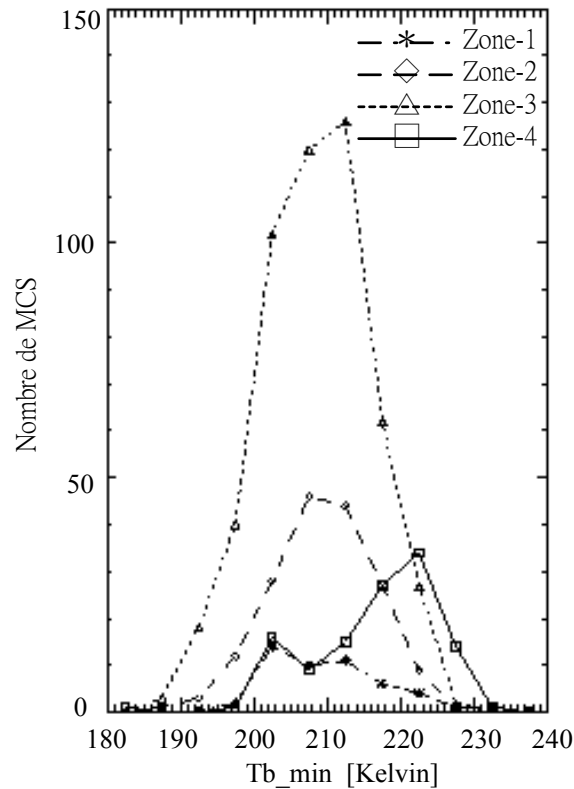


**Figure 4.12** Diagrammes de dispersion de la Zone-4, au sud de Madagascar entre 30°E et 110°E et entre 20°S et 35°S. Mêmes diagrammes que dans les figures précédentes

Le Zone-4 est située dans la partie Sud de l’océan Indien. 118 MCSs ont été sélectionnés dans cette zone, 92% d’entre eux ayant une durée de vie de moins de 12 heures indépendamment de leur taille et leur température. Les diagrammes (a) et (b) montrent que tous les MCSs durent moins de 24 heures, avec une faible couverture nuageuse et une température minimum plus chaude que dans les autres régions. Très peu de MCSs atteignent des températures plus froides que 210 K, ce qui est vraiment différent des autres zones. Le schéma (c) montre que parmi le faible nombre de MCSs qui atteignent une température inférieure à 210 K, un MCS a une vie très courte et une couverture plus petite que les autres MCS “froids”. Ceci est aussi une particularité de cette région.

#### 4.5.2 Distribution des températures de brillance minimum

Parmi les 838 MCSs étudiés, la plus petite température minimum observée est 185 K et la plus élevée est 231 K. La Figure 4.13 montre la distribution de Tb\_min dans les quatre zones d’essai. Les valeurs les plus fréquentes en Zone-1 et en Zone-2 sont dans l’intervalle de 200 K~210 K, en Zone-3 (ZCIT) dans l’intervalle de 210 K~215 K. Ces distributions suggèrent que les MCSs les plus fréquents pendant la saison d’hiver ont leur température minimum autour de 210 K. Néanmoins, la Zone-4 fait exception : la courbe des fréquences de systèmes est clairement décalée vers les températures plus élevées avec deux pics dans l’intervalle de 200 K~205 K et de 220 K~225 K, ce dernier étant plus élevé. Rappelons que la zone 4, située au Sud de Madagascar (voir Figure 4.3), est climatiquement différente des autres zones.



**Figure 4.13** Distribution du minimum de la température de brillance de chaque MCS dans les quatre zones test pendant 49 jours. Chaque point représente le nombre de MCSs dans un intervalle de 5 K de 180 K à 240 K.

### 4.5.3 Propagation des MCSs

Le mouvement du MCS est associé à la situation climatique régionale ou locale [Laing et Fritsch, 1993; Gambheer et Bhat, 2001; Zuidema, 2003]. Pendant INDOEX, l'Océan Indien est sous l'influence de la mousson d'hiver. Le flux proche de la surface correspond aux alizés de Nord-Est au-dessus de la mer d'Oman et du Golfe du Bengale. Lorsqu'ils croisent l'équateur ces alizés sont déviés et deviennent des vents d'Ouest de mousson. Les alizés du sud-est dominent la partie du sud de l'Océan Indien et sont associés aux anticyclones subtropicaux. Le flux devient un jet convergent à l'approche de 15°S en rejoignant les vents d'ouest de mousson.

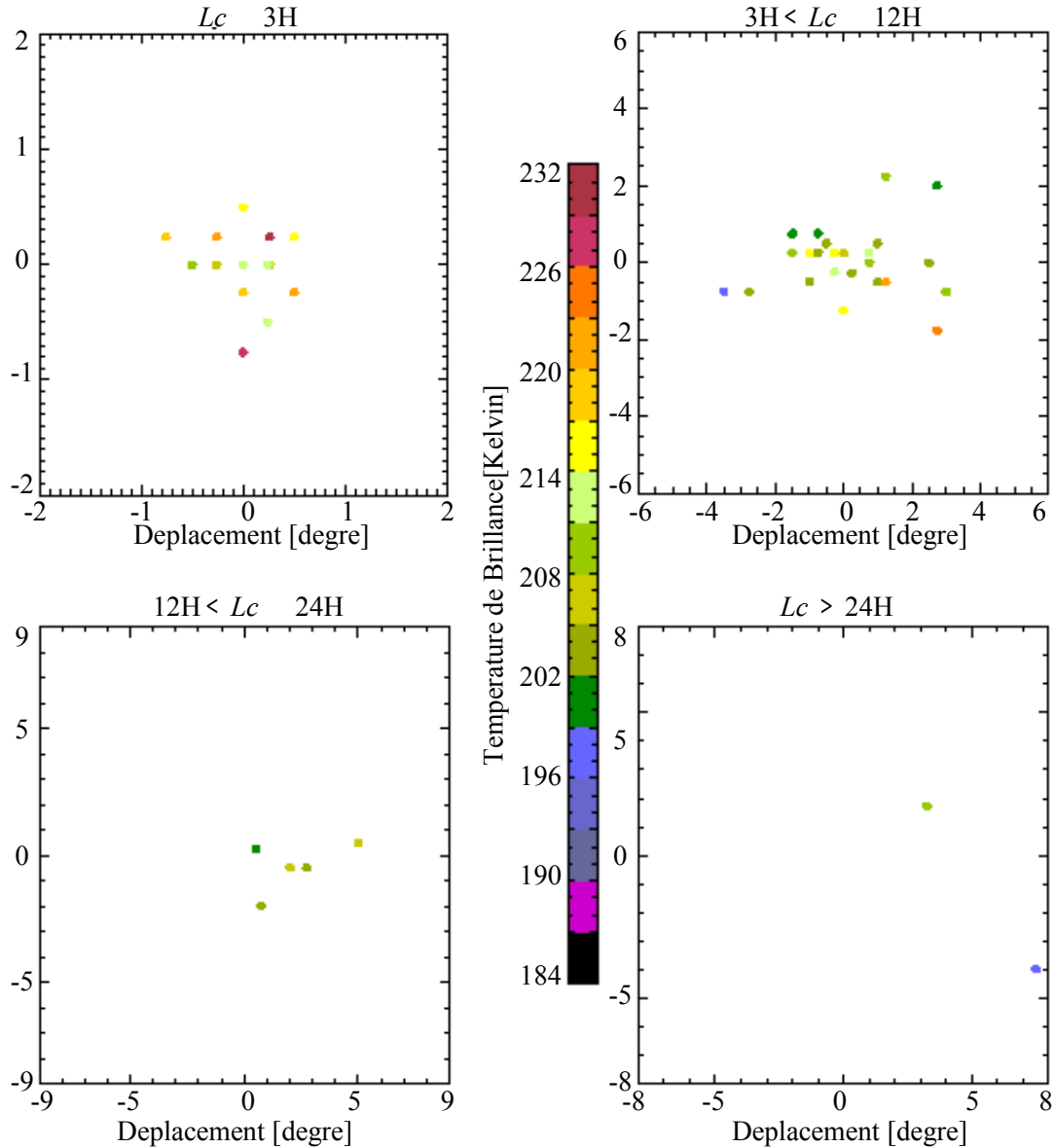
Le flux de la haute troposphère est d'ouest au nord de 10°N et au sud de 20°S, il est d'est dans une ceinture entre 10°N et 10°S [Verver et al., 2001]. L'examen des conditions climatiques montre que la propagation des MCS a un caractère dynamique important qui lie leur direction de propagation aux conditions atmosphériques. L'orientation du déplacement des MCS a été étudiée ici en se limitant aux MCSs sans fusion ni division: en effet, ces deux phénomènes risquent de causer de grands déplacements apparents qui ne correspondent pas au vrai mouvement d'un système individuel.

Le déplacement d'un MCS a été déterminé d'après les coordonnées du premier et du dernier cluster de ce MCS. Les diagrammes de propagation des MCS dans les quatre zones d'essai sont montrés dans les Figure 4.14 à 4.17. Nous avons séparé les MCSs en quatre catégories de durée de vie: Lc moins de 3 heures ; Lc entre 3 heures

et 12 heures ; Lc entre 12 heures et 24 heures et Lc supérieur à 24 heures. Le centre de chaque diagramme représente la position de tous les premiers clusters. Les points colorés représentent la température minimum atteinte et sont positionnés par rapport au premier cluster, en fonction de la distance parcourue et de la direction de propagation.

Nous avons défini 9 catégories de déplacements : Le MCS peut rester à l'origine, ou se déplacer dans les 8 directions de la rose des vents. Dans l'analyse suivante de la direction de propagation, par exemple, quand nous calculons le pourcentage de MCS se déplaçant vers l'est, nous considérons seulement ceux qui se déplacent vers l'est, le nord-est et le sud-est. La même règle est appliquée pour les autres directions.

Pour la région de la mer d'Oman (Zone-1), les MCSs sont répartis entre l'équateur et 10°N. Les diagrammes de la Figure 4.14 prouvent que les MCSs de durée de vie inférieure à 3 heures ont un déplacement limité à un rayon de 100km. Pour les MCSs durant entre 3 heures à 12 heures, ils se déplacent en proportions égales vers l'est et vers l'ouest. Les MCSs qui se dirigent vers l'est ont de plus grands déplacements vers le nord et le sud que les MCSs se dirigeant vers l'ouest. Pour les durées de vie supérieures 12 heures ils tendent tous à se déplacer à l'est. Ceci ne correspond pas à la direction du flux de basses couches, composé dans cette région des alizés du Nord-Est. Quant au vent en altitude, donné par les analyses du ECMWF (CEPMMT) à 200 hPa, le flux va vers l'ouest à l'équateur et tourne au nord-est graduellement à 5°N. Ceci peut expliquer pourquoi les MCSs dans la Zone-1 ont une grande dispersion de leurs directions de propagation.



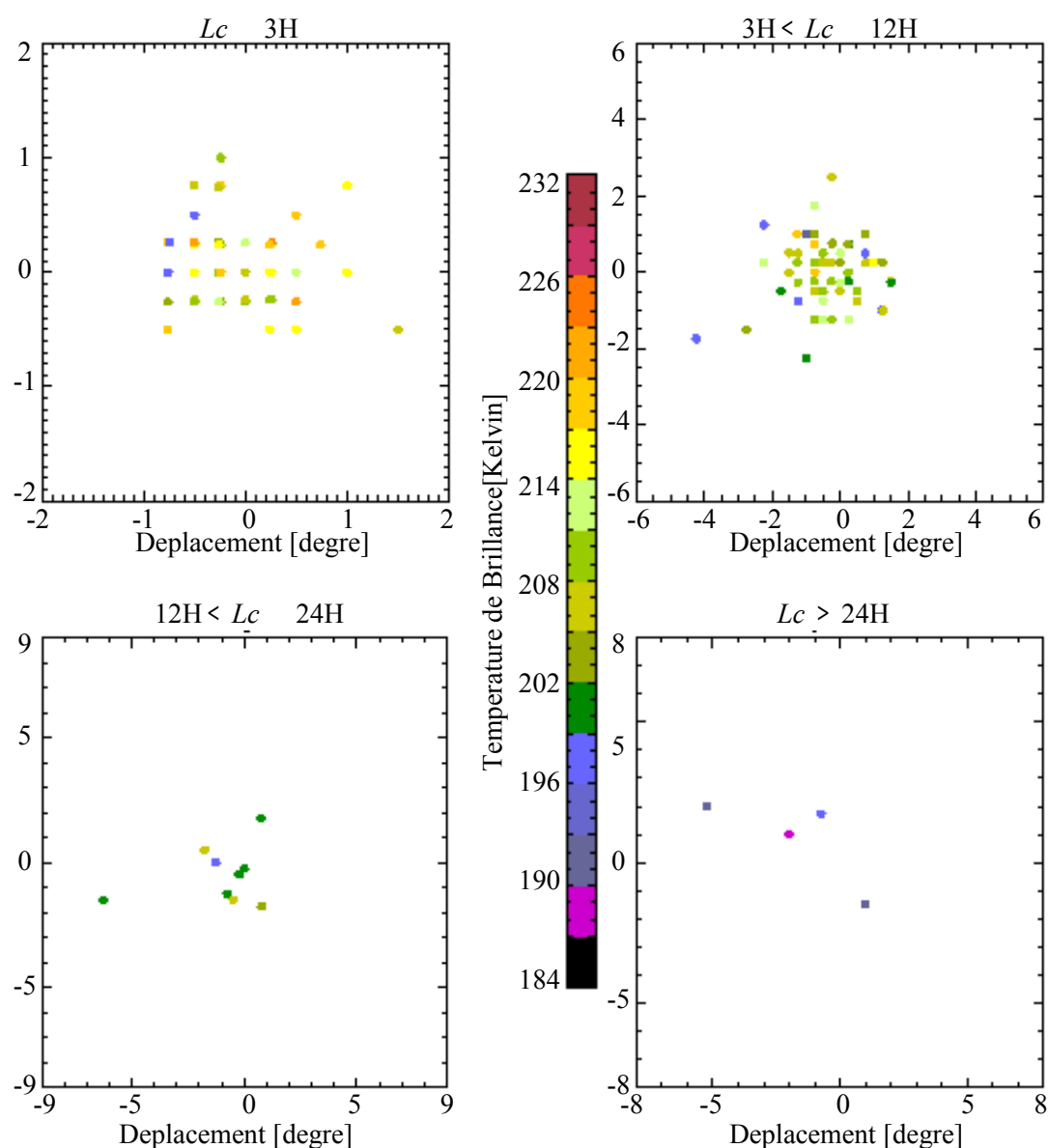
**Figure 4.14** Propagation des MCSs de diverses durées de vie dans la Zone-1. La couleur de chaque point représente le minimum de la température de brillance ( $T_{b\_min}$ ) de chaque MCS, l'unité de déplacement est en degré géographique ( $1^\circ \sim 100$  km).

Une autre observation intéressante est la relation de  $T_{b\_min}$  avec le déplacement. Nous avons déjà remarqué que les MCSs de vie courte n'atteignent pas de températures très froides. Dans les diagrammes, nous avons représenté chaque point avec le  $T_{b\_min}$  du MCS correspondant. Les MCSs de température minimum très froide et de durée de vie très longue ont eu le plus grand déplacement : 870 km et 360 km pour les deux MCS de durée supérieure à 24 heures.

Pour le Golfe du Bengale qui correspond à la Zone-2 (Figure 4.15), on constate une orientation préférentielle claire du mouvement. 57% des MCSs se déplacent vers l'ouest, seulement 22% vers l'est. Ceci est vrai pour les MCSs de plus de 12 heures et même pour ceux de plus de 3 heures de durée de vie. La même tendance au déplacement vers l'Ouest a été trouvée pendant la mousson d'été par Zuidema [2003] qui a remarqué que les systèmes se déplacent vers le sud ouest pendant la période de

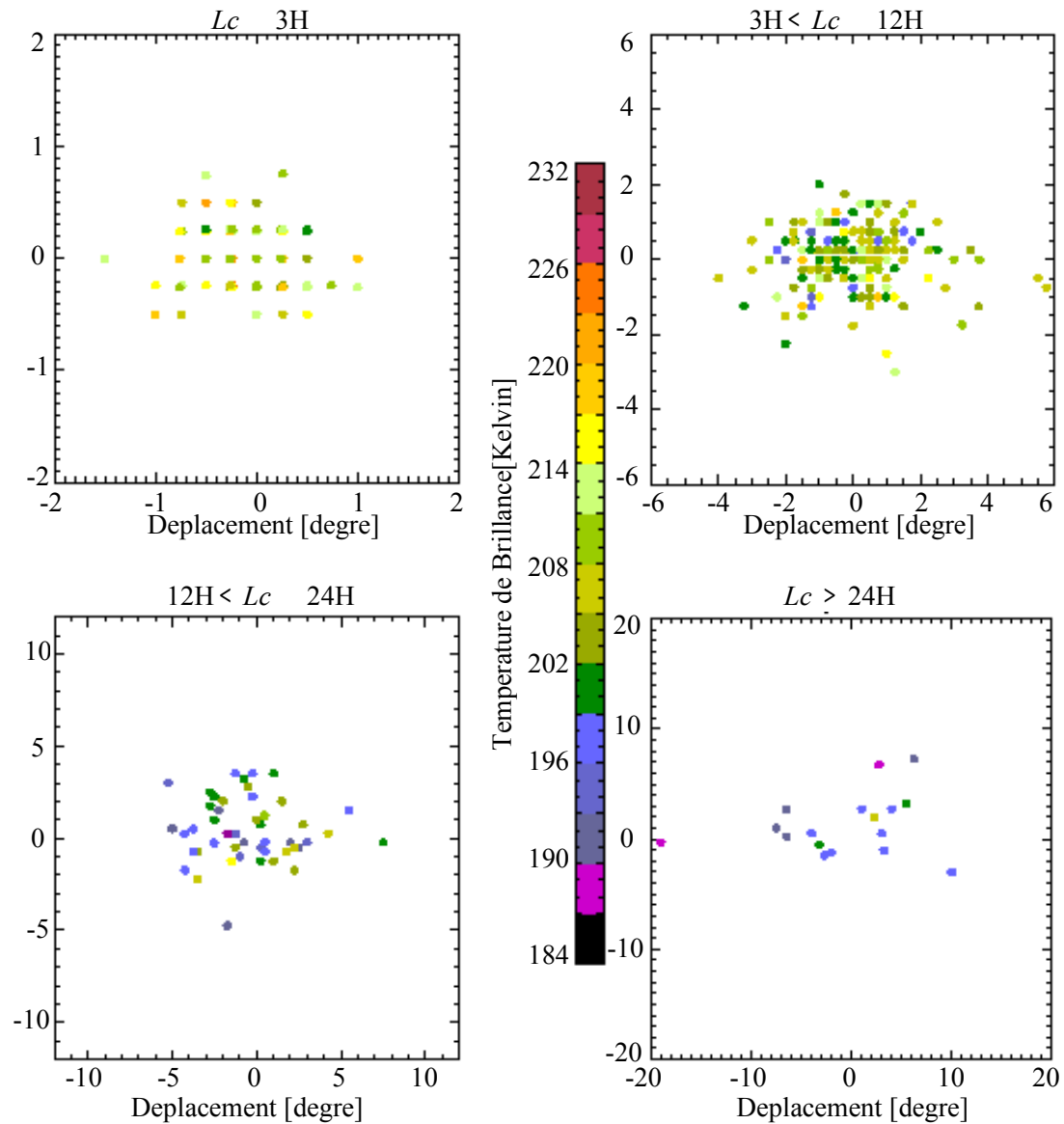
Mai à Septembre 1988 et 1999. Dans nos diagrammes, nous ne trouvons pas une tendance de déplacement claire vers le nord ou le sud, les pourcentages étant de 38% et 33%. Mais on retrouve la même tendance aux plus grands déplacements pour les systèmes les plus froids et de durée de vie la plus longue.

La Zone-3 correspond à la ZCIT, et beaucoup de MCSs y ont une durée de vie entre 3 heures et 12 heures (Figure 4.16). La statistique d'orientation de déplacement des MCSs montre qu'environ 36% des MCSs ont un mouvement préférentiel vers le nord quand leur durée de vie est de plus de 12 heures. Ceux qui ont une durée de vie de plus de 24 heures ont également une tendance à aller vers le nord. Une telle tendance n'existe plus pour les systèmes durant entre 3 et 12 heures. Le mouvement en longitude est très variable : 12% des systèmes sont immobiles, 47% se dirigent vers l'ouest tandis que seulement 32% vont vers l'est. On se situe dans cette région à la convergence des flux basses couches ayant traversé l'équateur (mousson d'hiver) et des alizés provenant du Sud Est. Le vent en altitude est également d'Est, au moins entre 30° et 90°E. Ces flux généraux sont effectivement propices à des déplacements préférentiels des systèmes vers l'Ouest. On remarque aussi dans cette région que les systèmes ayant atteint les températures les plus froides se sont le plus déplacé.



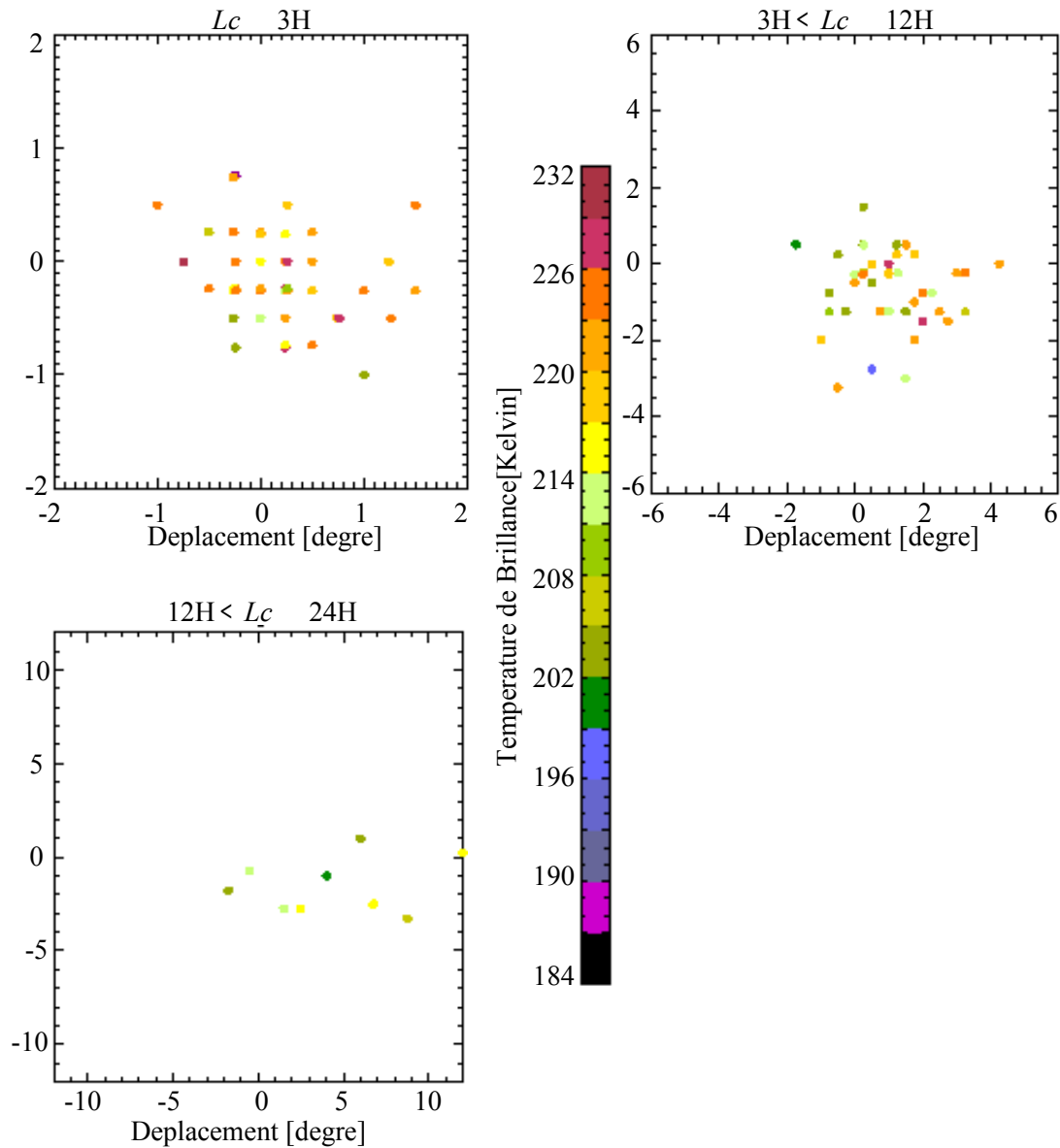
**Figure 4.15** Idem figure 4.14 pour la Zone-2.

Il faut aussi remarquer que le déplacement vers l'Ouest des systèmes de durée de vie longue est influencé par l'existence de cyclones se produisant sur le côté Sud de la ZCIT, donc dans la région d'influence des alizés du Sud-Est.



**Figure 4.16** Idem figure 4.14 pour la Zone-3.

La Figure 4.17 qui correspond à la Zone-4 représente les mêmes diagrammes pour les MCSs au sud de Madagascar. Elle montre une propagation vers l'est évidente. Il n'y a aucun MCS qui dure plus de 24 heures, et 92% des MCSs ont une durée de vie inférieure à 12 heures. Les MCSs de durée supérieure à 3 heures montrent une préférence forte pour se déplacer à l'est. La proportion de MCSs se déplaçant vers l'est est de 63%. En outre, nous trouvons que la proportion de systèmes se déplaçant vers le nord n'est que de 19% alors que 59% d'entre eux se déplacent vers le Sud. Ceci montre une direction générale vers le sud-est dans cette zone. Comme on l'a dit dans la section 4.5.2, cette zone a une distribution des températures au sommet des nuages plus chaude que les autres (voir la Figure 4.12). Les diagrammes montrent aussi une  $T_b$  plus élevée quand la durée de vie est moins de 12 heures. Tous ces résultats sont regroupés dans le Tableau 4.3 qui présente chacune des quatre zones, les pourcentages des MCSs dans chaque direction.



**Figure 4.17** Idem figure 4.14 pour la Zone-4.

Les caractéristiques climatiques des différentes régions peuvent expliquer ces différences et seront discutées dans la prochaine section. En ce qui concerne les vitesses moyennes de déplacement, des études antérieures ont abouti aux résultats suivants : au-dessus du Sahel, Desbois et al. [1988], en utilisant une méthode de suivi visuelle, trouvent des vitesses comprises entre 12 et 19 m/s ; Mathon et Laurent [2001] obtiennent les mêmes vitesses avec une méthode de suivi automatique; Machado et al. [1998] trouvent 17 m/s au-dessus de l'Amérique du Sud; Gambheer et Bhat [2000] obtiennent la vitesse moyenne de 2 à 19 m/s dans la région indienne.

Nous avons fait la distinction ici entre la vitesse moyenne (moyenne des vitesses de déplacement d'un système d'une image à la suivante) et la « vélocité » moyenne (calculée d'après les positions initiales et finales du système)

La vitesse moyenne a été calculée pour tous les déplacements successifs des clusters dans chaque MCS. Nous avons déjà parlé de l'influence du flux dans la direction du mouvement des MCS au début de cette section. Machado et al. [1998]



rapportent les vitesses de la propagation des systèmes convectifs aux vents à 750 hPa ; Gambheer et Bhat [2000] ont observé que la propagation des systèmes convectifs est reliée à la moyenne des vents entre 850 hPa et 500 hPa ou à la moyenne des vents entre 500 hPa et 200 hPa dans certains cas.

La relation entre la vitesse des MCSs et celle du vent à la surface est plus compliquée donc nous ne l'avons pas examinée dans notre étude. Nos résultats pour la vitesse moyenne sont de 20 m/s (Zone-1); 19m/s (Zone-2); et 18m/s (Zone-3), valeurs semblables à celles des études passées. Dans la Zone-4, la vitesse moyenne est 24 m/s, plus élevée que pour les autres zones. Ces résultats sur la vitesse moyenne sont cependant à prendre avec précautions car lors du calcul de la vitesse moyenne trouvée intervient quelques valeurs de vitesse excessives obtenues constatés entre les images successives. Lorsque par exemple, le cluster se divise, le suivi est alors ambigu: il peut en résulter une valeur trop élevée de la vitesse. C'est en particulier le cas des systèmes de courte durée.

La vitesse moyenne a donc été calculée comme étant le déplacement observé du cluster entre la première position et la dernière position divisé par la durée de vie du MCS. Cette vitesse est ainsi que la vitesse moyenne reportée dans le Tableau 4.3 où on voit que comme pour les vitesses moyennes, la Zone-4 présente une vitesse plus élevée de 8.1 m/s que les autres zones.

La forte différence entre les vitesses moyennes et les « vitesses » moyennes montre l'importance du suivi des systèmes pendant l'ensemble de leur cycle de vie. Les variations rapides observées d'une demi-heure à l'autre de la structure des systèmes s'explique par la durée de vie des cellules convectives individuelles qui est de l'ordre de la demi-heure lorsqu'on considère des périodes d'évolution plus longues, les variations ont un caractère plus cohérent.

	Zone - 1	Zone - 2	Zone - 3	Zone - 4
Lieu	Mer d'Arabie 30°E~70°E 0°~35°N	Golfe du Bengale 70°E~110°E 0°~35°N	ZCIT 30°E~110°E 0~20°S	Sud Madagascar 30°E~110°E 20°S~35°S
Nombre de MCSs	49	171	<b>500</b>	118
Pourcentage de MCS avec une durée de vie inférieure à 12 heures	86%	92%	87%	92%
Tb_min pour le pic de chaque distribution	200~205 K	205~210 K	210~215 K	220~225 K
Déplacement des MCSs vers				
Nord	42%	38%	36%	19%
Sud	36%	33%	29%	<b>59%</b>
Est	<b>48%</b>	22%	32%	<b>63%</b>
Ouest	32%	<b>57%</b>	<b>47%</b>	20%
sans déplacement	8%	11%	12%	7%
Vélocité moyenne	6.2 m/s	6.1 m/s	5.1 m/s	<b>8.1 m/s</b>
Vitesse moyenne	20 m/s	19 m/s	18 m/s	<b>24 m/s</b>

**Tableau 4.3** Statistiques des déplacements et vitesses des MCS dans les quatre zones test. Le nombre total de MCS est de 838. Un MCS se déplaçant vers le Nord-Est est comptabilisé à la fois comme ayant une composante vers le Nord et une composante vers l'Est.

## 4.6 Discussion

Des caractéristiques des MCS pendant INDOEX ont été analysées en utilisant les images METEOSAT-5 infrarouges consécutives pendant 49 jours. La méthode automatique de suivi des nuages a été appliquée avec succès pour choisir les clusters des nuages convectifs à méso-échelle au-dessus de l'Océan Indien en se basant sur un seuil de Tb à 238 K et un seuil de taille de nuage à  $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ . Nous avons extrait les « MCSs océaniques purs » sans fusions ni divisions, et accompli l'analyse des relations entre la durée de vie, la température de brillance minimum, la moyenne de la température de brillance des 10% des pixels les plus froids d'un cluster et la taille maximum du MCS.

Les principaux résultats de notre étude sont les suivants :

**A.** Les MCSs sont pour la plupart localisés dans la ZCIT pendant l'hiver de l'hémisphère nord au-dessus de l'Océan Indien. Environ 60% des MCSs sont en effet concentrés dans la zone de latitude comprise entre l'équateur et 20°S (Zone-3 de notre étude en sous-régions).

**B.** Deux paramètres de la température ont été employés, Tb\_min et Tb\_10. Leur évolution en fonction du temps montre des variations semblables pour des systèmes de longue durée de vie; la courbe de Tb\_10 est plus lisse que celle de Tb\_min. Par

conséquent, il n'y a aucune objection à l'usage de l'un ou l'autre de ces deux paramètres. L'analyse corrélative de Lc, Sc avec Tb\_10, et de Lc, Sc avec Tb\_min suggère leur dépendance forte. Généralement quand la durée de vie augmente, la surface maximum atteinte par le système augmente et la température la plus froide atteinte au coeur du MCS diminue.

**C.** Les statistiques journalières n'ont pas été spécifiquement étudiées dans notre recherche parce que nous avons trouvé que seulement 2.7% de tous les systèmes ont une durée de vie supérieure à 24 heures. Aussi ne les avons nous pas pris en considération en établissant la relation entre Lc et Tb\_10, et la relation entre Lc et Sc dans la région entière. La durée de vie de 12 heures semble être un seuil significatif dans les répartitions de Tb\_10 et de Sc. En outre, la température de brillance de 210 K pourrait également être un seuil significatif pour discriminer les cycles de vie courts et longs, qui pourraient correspondre à des systèmes convectifs profonds et très profonds. En plus, la surface de couverture de  $10^5 \text{ km}^2$  pourrait être considérée comme une échelle critique des MCS parce que la plupart d'entre eux dépassent rarement cette taille quand on considère les durées de vie de moins de 24 heures.

**D.** Les études sous-régionales ont montré les mêmes résultats que l'analyse de la région entière, à l'exception de la zone 4, au sud de Madagascar, qui présente des caractéristiques géographiques et climatiques particulières. La géographie locale comporte une barrière montagneuse qui atteint 2000 m à Madagascar, produisant un fort contraste climatique Est-Ouest et Nord-Sud. La température au niveau de la mer pendant l'hiver y étant inférieure à  $18^\circ\text{C}$ , le sud de Madagascar n'appartient pas aux tropiques et bénéficie d'un climat subtropical [McGregor et Nieuwolt, 1998].

**E.** La direction privilégiée de propagation des MCSs dans chaque zone a été examinée. Il est évident que les MCSs de longue durée de vie ont de plus grands déplacements que ceux de vie courte. La direction de propagation des MCSs dans la Zone-2 (le Golfe du Bengale) apparaît liée au flux de haute troposphère, en se référant au diagramme sur la climatologie de février de 1990 à 1999 [Verver et al., 1999]. On a observé que les MCSs dans le Zone-3 (ITCZ) ont une orientation préférentielle vers le nord-ouest. Cette caractéristique peut également être liée au flux à haut niveau de la climatologie de dix ans de février mais ne coïncide pas bien avec le flux à bas niveau (surface et 700 hPa) pendant l'hiver. Un fort mouvement vers l'est a été trouvé dans la Zone-4. Là existe un flux d'ouest en moyenne et haute troposphère, allant du sud de l'Afrique vers le sud de Madagascar. Les MCSs de cette zone semblent influencés par ce flux.

**F.** La vitesse de déplacement des MCS n'est cependant pas très élevée dans l'ensemble de la région étudiée. Il existe une différence apparente importante entre les vitesses « instantanées » observées entre les images des systèmes prises toutes les demi-heures et les « vitesses moyennes » considérées sur l'ensemble de la durée de vie de chaque système. Ceci peut s'expliquer par les variations rapides de la structure des systèmes, qui influent beaucoup sur les vitesses instantanées et peu sur l'ensemble de la trajectoire du système. Il est cependant notable que les déplacements des systèmes sont moins cohérents que sur l'Afrique pendant la mousson par exemple, car la circulation atmosphérique est moins marquée par des structures fortes comme les jets d'est africains.

Cette recherche a contribué à améliorer la description des caractéristiques des MCS purement océaniques au-dessus de l'Océan Indien pendant la saison d'hiver.

## **Chapitre 5**

# **Analyse des systèmes précipitants à l'aide des données SSM/I et TMI**

### **5.1 Introduction**

Dans le chapitre précédent, nous avons examiné les systèmes convectifs à mésoéchelle (MCS) au-dessus de l'Océan Indien pendant la saison d'hiver en janvier et février 1999. La distribution des MCSs dans cette période montre clairement une fréquence d'occurrence très élevée dans des secteurs spécifiques. Dans le chapitre 5, nous employons seulement les images infrarouges de METEOSAT-5 de janvier pour reconstruire la distribution des MCSs (voir Figure 5.1). Pour relier ces systèmes aux précipitations, nous employons les données d'instruments micro-ondes et des données d'analyse de précipitations: SSM/I; TMI-3G68 et les produits GPCP mensuels et quotidiens. Une estimation de la quantité de précipitations à partir de la température de brillance de SSM/I est déduite du « Scattering Index » (SI) de Grody [1991]; on a calculé le taux de pluie moyen mensuel avec différents échantillonnages prenant en compte les données de un à trois des satellites porteurs de l'instrument SSM/I. L'analyse journalière du taux de pluie a également été discutée et comparée aux produits quotidiens de TMI et de GPCP. Enfin, une comparaison de l'emploi du Scattering Index aux données orbitales de SSM/I et de TMI-1B11 pendant un jour est discutée à la fois pour étudier les résultats des différents algorithmes et pour estimer les effets des échantillonnage différents.

Cette étude est également destinée à préparer le projet Megha-Tropiques. Ce satellite, dont le lancement est programmé en 2009, aura une inclination d'orbite de 20° à l'altitude de 870km. Tous les points dans la bande entre 23°S et 23°N seront vus de 3 à 6 fois par jour par son radiomètre micro-ondes MADRAS, tandis qu'ils sont vus seulement de 1 à 2 fois par jour par un satellite DMSP-SSM/I ou par TRMM. Ainsi l'utilisation de trois satellites de DMSP permet d'approcher une simulation des échantillonnages de Megha-Tropiques. Cet échantillonnage devrait permettre d'observer l'évolution des propriétés des précipitations pendant le cycle de vie des MCS.

### **5.2 Les données et les méthodes d'estimation des précipitations**

Depuis le début de l'utilisation des données INSAT-1B en 1983 et l'utilisation des images METEOSAT-5 pour INDOEX en 1999 jusqu'à maintenant, l'étude des systèmes convectifs à mésoéchelle (MCSs) au-dessus de la région indienne montre leur rôle important pour le climat de cette région [Laing et Fritsch, 1993; Gambheer et Baht, 2001; Roca et al, 2002]. Généralement les MCSs s'accompagnent de précipitations. La face supérieure des nuages d'un MCS producteur de précipitations observée dans l'infrarouge couvre une gamme de 25,000 à 250,000 km<sup>2</sup>. Ces MCS peuvent durer plusieurs heures à plus d'un jour [Houze, 1993]. La mesure par satellite peut donc fournir une identification des systèmes pluvieux. L'aspect des

MCSs et particulièrement des nuages convectifs qui en font partie est également un, bon indicateur de précipitation. Comme mentionné dans le chapitre 2, les MCSs et ses précipitations sont fortement corrélés.

Les méthodes d'estimation de précipitation par les satellites peuvent être classées en trois groupes dépendant des instruments utilisés : radiomètres infrarouges, micro-onde et combinaison des deux. Dans cette section, nous passons tout d'abord brièvement en revue plusieurs études passées concernant les estimations de précipitation en utilisant des données de satellites différents et des méthodes différentes. Ensuite, nous décrivons les interprétations des données et les méthodes principales appliquées dans notre étude. Au sujet de l'utilisation des données infrarouges et micro-onde combinées, il existe des algorithmes comme le Adjusted GPI d'Adler et al. [1991] ou la classification de pluie et de nuage (RACC) de Jobard et Desbois [1994] mais nous utilisons seulement ici le produit GPCP (Global Precipitation Climatology Programme) .

### 5.2.1 Utilisation des données Infra-rouge et Visible

Dès que les satellites géostationnaires météorologiques ont fourni des images infrarouges (IR) et visible (VIS), les scientifiques ont identifié les différents types de nuage sur ces images. Ils ont classé ces types de nuage et ont proposé des indices pour distinguer des groupes de nuages. À partir de l'image IR, on peut obtenir la température de brillance au sommet du nuage et en déduire l'altitude du nuage. L'image VIS peut donner l'épaisseur optique du nuage. En utilisant les mesures au sol des pluviomètres, il est possible d'assigner un taux de pluie moyen à chaque groupe de nuages [Grassoti et Garand, 1994]. L'emploi d'autres techniques plus avancées a abouti à employer des méthodes automatiques de classification des images IR et VIS pour séparer les différents types de nuage [Grassoti et Garand, 1994]. Trois paramètres, l'altitude du sommet du nuage, la fraction de nuage et l'albedo, dérivés des images IR et VIS ont été employés pour caractériser la couverture nuageuse. En utilisant l'analyse numérique d'un modèle de prévision et une interpolation des mesures au sol, chaque classe de nuage peut être associée à un taux de pluie.

D'autres méthodes emploient des seuils de la température sur les images IR et VIS. Plus simplement encore, de manière à éliminer des traitements difficiles sur le VIS (et l'absence de mesures de nuit dans ce canal) on emploie seulement des seuils en IR. Tous les pixels de température de brillance inférieure à un certain seuil sont considérés comme pluvieux. Arkin et Meisner [1987] ont développé une indice de précipitation (GOES Precipitation Index, GPI) qui emploie des images IR de GOES avec un seuil de la température de brillance à 235 K pour séparer les pixels avec pluie ou sans pluie. Ils assignent à chaque pixel pluvieux un taux de pluie constant de 3 mm/heure. Dans une grille de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , le taux moyen est obtenu en cumulant les pixels pendant une période T, l'équation correspondante s'écrit :

$$GPI = 3FT$$

5-1

où F représente la fraction moyenne des pixels plus froids que le seuil 235 K qui ont été observés pendant la période T dans chaque grille de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . Les valeurs de 235 K et 3 mm/heure ont été déterminées à partir des études de Arkin [1979] et Richards et Arkin [1981] pendant l'expérience tropicale atlantique de GARP (GATE). Cet

indice est encore très couramment employé, par exemple pour l'estimation de la pluie mensuelle dans la zone tropicale de GPCP [Huffman et al, 1997]. Beaucoup d'études ultérieures ont montré que le choix du seuil de température et du taux de pluie dans l'équation 5-1 ne sont pas applicables partout ; au contraire, ils peuvent changer selon la région d'étude [Arkin et Xie, 1994; Morrissey et Greene, 1993].

Roca et Ramanathan [2000] emploient les images IR de INSAT-1B pour la classification des nuages au-dessus de l'Océan Indien. Leur étude utilise trois seuils de température de brillance (<220 K, entre 220 K et 235 K, entre 235 K et 255 K) pour identifier les différents types de nuages dans trois groupes : nuages convectifs profonds, nuages convectifs très profonds et nuages convectifs de fond qui incluent certains systèmes de nuages moyens ou de cirrus épais. Le noyau convectif est identifié sur l'image IR par le seuil de 220 K où se situe le secteur convectif le plus actif, associé à de forts flux ascendants et très fréquemment à des précipitations fortes.

### 5.2.2 Utilisation des données Micro-ondes

Dans le domaine micro-ondes [voir chapitre 1], la longueur d'onde varie entre 300  $\mu\text{m}$  à 30 cm correspondant aux fréquences entre 1 à 100 GHz. Le rayonnement micro-ondes peut pénétrer les nuages et donc servir pour détecter les précipitations solides et liquides. Il y a deux types d'instrument à micro-ondes, passifs ou actifs. Dans les deux cas, le rayonnement mesuré dépend de l'interaction entre les particules et le rayonnement micro-onde soit naturel, soit provenant d'un émetteur. Pour les basses fréquences au-dessous de 22 GHz, le rayonnement est absorbé et émis par les gouttes d'eau liquide du nuage précipitant, influant sur la température de brillance mesurée. Au-dessus de l'océan, qui a une faible émissivité, la présence de pluie se traduit par une élévation de la température de brillance dans ces fréquences. Aux hautes fréquences, au contraire, c'est la diffusion qui intervient essentiellement : la présence de grosses particules de glace dans les parties hautes des nuages abaisse considérablement la température de brillance. Ce phénomène est indépendant de l'émission par la surface. Les hautes fréquences conviennent donc bien aux mesures au-dessus des continents, où l'utilisation des basses fréquences est rendue difficile par la variabilité de l'émissivité de surface. Il est cependant toujours difficile de traduire directement le signal mesuré par radiomètre micro-ondes en taux de pluie. En fait, la température de brillance mesurée en chaque pixel fait intervenir différents paramètres et les propriétés radiatives de différents hydrométéores. Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer le taux de pluie en utilisant les fréquences différentes et les différentes polarisations (verticales ou horizontales) des instruments micro-ondes tels que le SSM/I et le TMI. SSM/I est attractif pour l'obtention de paramètres géophysiques sur de longues périodes, en raison de sa présence déjà longue sur les satellites de la série DMSP et de sa haute stabilité [Ferraro, 1996].

Les méthodes d'estimation combinent habituellement au moins deux canaux différents, par exemple dans le Polarization Corrected Temperature (PCT) proposé par Spencer et al [1989]. Ils utilisent les deux canaux à 85 GHz en polarisations V et H de SSM/I pour dériver une relation,

$$\text{PCT} = 1.818 \times T_{85V} - 0.818 \times T_{85H}$$

Ils ont montré qu'un seuil de 255 K pour le PCT permettait de distinguer les régions avec et sans précipitations. D'autres études avec les mesures dans différentes régions du globe proposent diverses relations expérimentales avec le taux de pluie.

Dans notre étude, nous ne cherchons pas à utiliser une méthode sophistiquée de détermination des précipitations, mais simplement à replacer les précipitations détectables en microondes dans le contexte des MCS de l'Océan Indien, et à étudier les effets d'échantillonnage des instruments microondes. La méthode principale d'estimation du taux de pluie que nous avons utilisée est basée sur le « Scattering Index » (SI) de Grody [1991] calculé à partir des données de SSM/I. Nous utilisons également les produits de TRMM TMI qui seront présentés dans les sous-sections suivantes.

#### **5.2.2.1 Les données SSM/I**

Pendant INDOEX, des imageurs micro-ondes SSM/I étaient présents sur trois satellites DMSP: F-11, F-13 et F-14. Ces satellites DMSP ont une orbite héliosynchrone de 102 minutes à l'altitude d'environ 860km. SSM/I a une largeur de fauchée d'approximativement 1400km et son nœud ascendant à l'équateur a lieu à 19:25 pour F-11; 17:54 pour F-13 et 20:46 pour F-14 au mois d'août 2000. Il y a sept canaux à 19.35, 37.0 et à 85.5 GHz en double polarisation (V et H); 22.235 GHz seulement en polarisation verticale. La taille des taches au sol varie avec les fréquences à partir de 69 km×43 km jusqu'à 15 km×13 km.

Un grand nombre d'applications des données de SSM/I portent sur l'estimation des précipitations. Grody en 1991 a publié le « Scattering Index » (SI) dans une étude portant sur la couverture de neige et la classification des précipitations. Ferraro et al. [1994] ont étudié les effets des conditions de la surface sur l'identification de la pluie parce que les caractères de la surface (couverture de végétation, couverture de neige et humidité des sols) peuvent donner des signatures micro-ondes semblables à celle des précipitations. Wentz et Grody [1994] ont employé les données de SSM/I pour l'estimation de l'eau liquide nuageuse. Ferraro et Marks [1995] ont développé des algorithmes instantanés de restitution des taux de pluie SSM/I en les étalonnant par des mesures sol et radar. La difficulté est qu'il y a peu de coïncidences des mesures de satellite et de radar au même temps au même endroit. Wentz et Spencer [1998] ont employé SSM/I dans les restitutions de pluie avec un algorithme global sur l'océan. Les données de SSM/I s'avèrent très utiles dans l'étude de taux de pluie, mais il n'y a pas actuellement d'algorithme « idéal » qui s'appliquerait partout avec une précision satisfaisante.

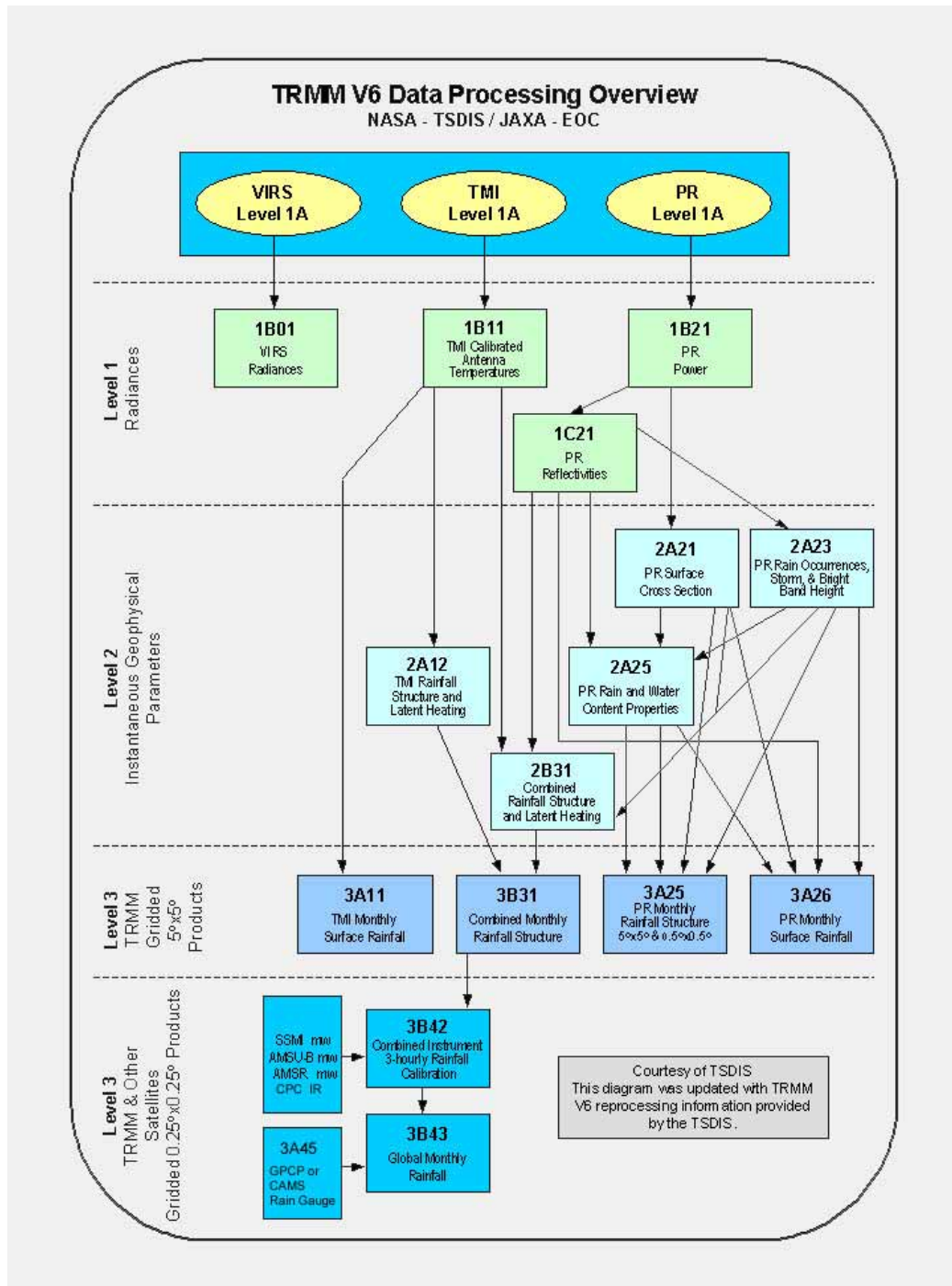
#### **5.2.2.2 Les produits TRMM**

Les données utilisées dans cette étude proviennent de la mission TRMM et des algorithmes [voir la section 5.2.3.2] qui ont été développés par l'Equipe scientifique de TRMM. Le TRMM Science Data and Information System (TSDIS) traite les données qui sont archivées et distribuées par le Goddard Distributed Active Archive Center (GDAAC). Les produits de niveau 1 et 2 sont des données orbitales qui fournissent les informations instantanées mesurées par les trois instruments de TRMM dans chaque pixel. Les produits de niveau 1 sont les mesures spectrales telles que le rayonnement, la température de brillance...etc mesurés par les radiomètres TMI,



VIRS et le radar PR. Les produits de niveau 2 incluent les estimations des paramètres instantanés géophysiques avec une résolution du pixel des radiomètres. Les produits de niveau 3 fournissent les paramètres moyens géophysiques spatiaux ou temporels.

Dans le Tableau 5.1, nous montrons le diagramme de traitement des produits TRMM pour les trois niveaux. Chaque carré indique le nom du produit et montre les données utilisées dans l'algorithme. Les produits TRMM utilisés dans notre étude proviennent de la version-6 qui est la plus récente et où l'ensemble des traitements a été amélioré. Le niveau-1A représente les données en comptes numériques non-corrigées des erreurs de navigation. Le niveau-1B représente des mesures spectrales naviguées. Dans le niveau-2 et le niveau-3, la lettre A indique que les données proviennent d'une seule source et la lettre B indique qu'on a utilisé la combinaison de plusieurs sources. Après le niveau et le numéro de données utilisées, les chiffres suivants représentent les instruments tel que VIRS pour 0, TMI pour 1, PR pour 2, TMI et PR combinés pour 3 et combiné avec d'autres mesures pour 4. Les nouvelles informations sur les changements de chaque version pour chaque produit sont documentées dans le site Web de NASA DAAC [voir la bibliographie].



**Tableau 5.1** Diagramme des produits de TRMM aux 3 niveaux.

Les produits principaux utilisés dans notre étude, sont :

le 3G68 (produit en points de grille) constitué à partir de 2A12, 2A25 et 2B31 ;

le 1B11 est les données orbitales en température de brillance originale.

### 5.2.2.3 Produit de TRMM-3G68

Le TRMM-3G68 est un produit « grillé » (plus correctement, restitué en des points d'une grille régulière) contenant des estimations de pluie horaires des deux instruments TMI et PR de niveau 3. Il inclut 24 heures de mesures sauvegardées dans un fichier quotidien. Tous les produits de TRMM 3G fournissent leurs données sur

une grille globale où 90°S, 180°W a une identification de matrice de grille (0,0) et 90°N, 180°E a une identification de matrice de grille (360,720). Les données de TRMM étant seulement collectées approximativement entre 38°S et 38°N, ces identifications de grille basées sur une grille globale sont destinées à permettre une combinaison plus facile avec les données d'autres satellites. La résolution est de 0.5°×0.5° par pixel. Les informations de pluie suivantes sont fournies pour chaque ligne de données :

2A12 (TMI):

- nombre de pixels total de 2A12 (TMI) dans une maille
- nombre de pixels pluvieux de 2A12 (TMI) dans une maille
- taux de pluie moyen de 2A12 (TMI) en mm/heure
- pourcentage de pluie de 2A12 (TMI) qui est attribué à de la pluie convective

2A25 (PR):

- nombre de pixels total de 2A12 (PR) dans une maille
- nombre de pixels pluvieux de 2A25 (PR) dans une maille
- taux de pluie moyen de 2A25 (PR) en mm/heure
- pourcentage de pluie de 2A25 (PR) qui est attribué à de la pluie convective

2B31 (Combiné):

- nombre de pixels total de 2B31 (Combiné) dans une maille
- nombre de pixels pluvieux de 2B31 (Combiné) dans une maille
- taux de pluie moyen de 2B31 (Combiné) en mm/heure
- pourcentage de pluie de 2B31 (Combiné) qui est attribué à de la pluie convective

En utilisant ce produit, plusieurs configurations peuvent être rencontrées, comme le cas où une maille a une valeur pour TMI mais où aucun pixel de PR ne couvre cette grille. Dans ce cas, un 0 est attribué au « nombre de pixels total » de PR et aucune valeur n'apparaît pour les positions de PR ou combinées suivantes. Cette procédure est adoptée pour maintenir un dossier plus petit et donner des informations plus efficaces.

Une autre configuration est celle où la maille n'a aucune valeur de TMI mais des valeurs de PR. Dans ces champs le nombre de pixels de TMI est mis à 0 et le taux de pluie moyen et le pourcentage de convectif sont placés à -9 pour indiquer ces absences. S'il n'y a ni le TMI ni la couverture de PR dans la grille horaire, aucune information n'est écrite dans cette ligne de données. Ceci signifie que les valeurs dans le dossier représentent chaque grille qui a eu des données d'au moins un des instruments de TRMM. Il est donc clair pour les utilisateurs que les grilles qui n'ont pas contenu de données n'apparaissent pas dans le fichier.

La moyenne est calculée par cumul du taux de pluie R dans une maille divisé par le nombre de pixels total dans cette grille :

$$\text{Taux moyen} = \text{Somme(R)} / \text{Nombre de pixels total} \quad 5-3$$

Le pourcentage de pluie convective est calculé par cumul des taux de pluie convectifs  $R_{\text{conv}}$  divisé par le taux de pluie total et multiplié par 100 :

$$\text{Pourcentage Convectif} = \text{Somme}(R_{\text{conv}}) / \text{Somme(R)} \times 100 \quad 5-4$$

#### 5.2.2.4 Produit de TRMM-2A12

Le 2A12 est un produit de TRMM TMI de niveau 2. L'algorithme de profil de TMI produit les profils verticaux des hydrométéores à partir des températures de brillance de TMI en utilisant une combinaison des données radiométriques avec des modèles dynamiques de nuage. Pour chaque pixel, l'algorithme assigne un type de la surface (terrain/océan/côte) et une altitude de congélation; et calcule la pluie à la surface, la pluie convective à la surface, et les profils des hydrométéores (eau liquide, glace nuageuse, vapeur d'eau...) en 14 couches verticales. La résolution horizontale au nadir est de 4.4 km à 85.5 GHz et la résolution verticale est de 0.5 km de la surface à 4 km, de 1 km de 4 à 6 km, de 2 km de 6 à 10 km, et de 4 km à partir de 10 et jusqu'à 18 km. La largeur de fauchée est 760 km. Ce produit est construit à partir de l'algorithme GPROF développé par Kummerow et al. [1996]. Au-dessus de l'océan, cet algorithme utilise l'ensemble des canaux pour restituer la précipitation, fournissant par exemple le taux instantané de pluie à la surface pour chaque pixel.

#### 5.2.2.5 Produit de TRMM-2A25

Le 2A25 est le produit de niveau 2 du radar de précipitation (PR) de TRMM. Le PR est le premier instrument de cette sorte dans l'espace. C'est un radar à balayage électronique, qui fonctionne à 13.8 GHz et mesure la distribution des précipitations en 3-Dimensions au-dessus de la terre et de l'océan, permettant de mesurer la profondeur de couche de la précipitation.

Les objectifs de 2A25 sont, en corrigeant l'atténuation de la pluie dans la réflectivité mesurée du radar, d'estimer la distribution tri-dimensionnelle de la pluie instantanée à partir des données de PR. Les estimations du facteur de réflectivité radar corrigé de l'atténuation et du taux de précipitations sont données à chaque cellule avec une résolution de  $4\text{km} \times 4\text{km} \times 250\text{ m}$ . D'autre part, le produit 2A25 fournit deux taux de pluie moyen, le taux de précipitations proche de la surface et les précipitations moyennes entre les deux altitudes pré-définies (2 km et 4 km) sont également calculés pour chaque position de faisceau. Par conséquent, les produits sont fournis sur 80 couches d'atmosphère de 250 m de hauteur à une résolution horizontale de 4.3 km au nadir et sur une fauchée de 215 km.

A partir des profils de réflectivité mesuré  $Z_m$  en estimant l'atténuation du signal radar due aux précipitations, le facteur de réflectivité effective  $Z$  pour chaque petite zone d'échantillonnage dans l'atmosphère a été estimé par l'algorithme 2A25. Pour le taux de précipitation le  $Z$  et  $R$  ont un rapport  $R=aZ^b$ ,  $a$  et  $b$  sont déterminés à partir du type de pluie et de l'altitude au niveau de congélation, de la distribution en taille des gouttes (DSD), d'un paramètre de non-uniformité ( $\zeta$ ) et d'un facteur de correction ( $\epsilon$ ) pour la technique de référence à la surface. La théorie de cette relation a été présentée dans la section 1.2.5 [Haddad et al,1997, Iguchi et al, 2000].

#### 5.2.2.6 Produit de TRMM-2B31

L'algorithme 2B31 combine des données de TMI et de PR pour produire la meilleure évaluation de pluie TRMM. Il utilise les canaux de basse fréquence de TMI pour déterminer l'atténuation. Cette information est employée pour contraindre l'équation radar. La résolution horizontale pour le pixel au nadir est 4.3 km sur une

fauchée de 215 km. D'autre part, à l'aide d'un modèle de transfert radiatif direct, cet algorithme construit des profils de pluie permettant d'obtenir des estimations des températures de brillance micro-onde et des réflectivités radar les plus proches des observations des deux instruments. Le produit traite dans l'ordre les données de niveau 1A du PR, la température de brillance calibrée TMI-1B11, puis la réflectivité de PR 1C21 et à la fin produit le résultat 2B31 : profil de précipitations combiné (PR et TMI).

#### **5.2.2.7 Produit de TRMM-1B11**

Le TRMM-1B11 est un produit qui utilise les données de température de brillance calibrées à partir du niveau 1B du TMI. L'algorithme de calibration de TMI convertit les comptes radiométriques en températures d'antenne en appliquant la forme linéaire  $T_a = c_1 + c_2 \times \text{compte}$ . Les coefficients sont fournis par des mesures instrumentales. Les températures d'antenne sont corrigées pour la polarisation croisée et sont utilisées pour produire les températures de brillance, mais aucune correction de la forme du faisceau d'antenne ou de l'échantillonnage en pixels moyen n'est effectuée. Les températures sont fournies à 104 positions de balayage pour les canaux de basse fréquence et à 208 positions de balayage à 85 GHz. Il y a quatre échantillons par pixel (3 dB de largeur de faisceau) à 10 GHz, deux échantillons à 19, 22, et 37 GHz, et un échantillon par pixel pour le 85 GHz. La résolution spatiale au nadir est de 4.4 km à 85.5 GHz et la fauchée est de 760 km.

#### **5.2.2.8 Produit de GPCP**

Le GPCP (Global Precipitation Climatology Project) est une base de données de précipitations obtenue à partir de données infrarouges, micro-ondes et de mesures à la surface. Il fournit le taux de pluie mensuel (produit de combinaison de version 2) obtenu à partir d'une analyse combinée basée sur des mesures de pluviomètres au sol et des évaluations multi-satellites. Les données mensuelles sont fournies dans une grille de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  en mm/jour. L'algorithme est construit avec un produit multi-satellites utilisant le AGPI pour la région tropicale et subtropicale avec des estimations micro-ondes obtenues par le « Goddard Scattering Algorithm ». Les estimations au sol sont ensuite introduites dans le calcul pour pondérer chaque estimation par l'inverse de l'erreur relative associée à la variance [Huffman, 1997]. Ensuite des informations additionnelles sur les niveaux bas sont ajoutées : Elles incluent les données du sondeur opérationnel vertical de TIROS (TIROS Operational Vertical Sounder, TOVS) et les données d'Indice de Précipitation OLR (OLR Precipitation Index, OPI) venant des satellites de la série de NOAA pour renseigner les régions non-couvertes par les satellites géostationnaires.

Diverses applications nécessitent des estimations de pluie à une échelle plus fine. Un produit est proposé pour les données quotidiennes de taux de pluie à 1-Degré (1DD Combination product) appuyé sur les données de précipitation mensuelles. Il est fourni sur une grille de  $1^\circ \times 1^\circ$  en mm/jour. Les données principales utilisées sont les images IR géostationnaires, par l'intermédiaire du GPI avec les images IR géostationnaires et AVHRR, appuyées également par des données SSM/I traitées avec l'algorithme GPROF et le GPCP version-2 qui est une combinaison des observations de satellites et de mesures au sol.

### 5.2.3 Les méthodes

Nous présentons deux méthodes concernant notre étude qui sont l'algorithme de « Scattering Index » (SI) et le Goddard Profiling Algorithm (GPROF). Le SI est l'algorithme principal utilisé pour l'estimation de précipitations avec les données de SSM/I dans notre analyse de précipitation. Le GPROF vient du produit TRMM TMI-3G68 et est employé pour comparer avec les estimations de SSM/I.

#### 5.2.3.1 Scattering Index et taux de précipitation

Dans cette étude, on utilise le SI proposée par Grody [1991] pour estimer le taux de pluie en utilisant les données de SSM/I. L'idée principale de cette évaluation est basée sur les propriétés de diffusion des micro-ondes. L'étude de Grody montre que la différence de mesure entre les canaux 19 GHz ou 22 GHz et le canal 85 GHz en polarisation verticale semble optimale pour identifier les particules diffusantes. Puisque les basses fréquences sont moins affectées que les fréquences élevées par la diffusion et l'absorption, elles répondent plus fortement à l'émission de la surface, qui est plus grande pour la polarisation verticale qu'horizontale. Pour les précipitations au-dessus de l'océan, la différence entre 22 GHz et 85 GHz en polarisations verticales est aussi significative qu'au-dessus du continent. Cependant, pour obtenir une identification plus précise des matériaux diffusants, des canaux additionnels devraient être considérés, comme pour obtenir une meilleure évaluation de la mesure 85 GHz en absence d'éléments diffusants. Ainsi les mesures 85 GHz ont été corrélées avec des canaux à plus basse fréquence pour obtenir une relation de régression pour différentes combinaisons de canaux.

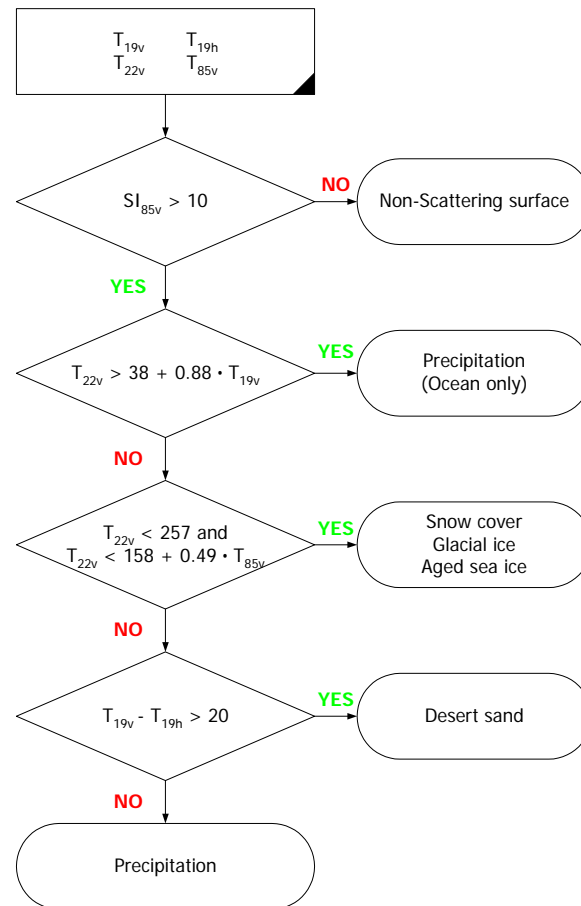
Le SI est déterminé en soustrayant le signal 85GHz de polarisation verticale au facteur  $F$ , dérivé en employant différentes combinaisons des canaux de basse fréquence dans des conditions de non-diffusion au-dessus de la terre et de l'océan dans diverses régions du monde. La formule est définie ci-dessous,

$$SI_{85v} = F - T_{85v} \quad 5-5$$

où les valeurs supérieures à 10 K ont été utilisées pour identifier la surface diffusante. Le facteur  $F$  est défini comme,

$$F = A + B \times T_{19v} + C \times T_{22v} + D \times (T_{22v})^2 \quad 5-6$$

où les coefficients  $A$ ,  $B$ ,  $C$  et  $D$  sont dérivés empiriquement pour la surface de l'eau comme 0.7152, 2.4387, -0.00504 et -174.38, respectivement [Ferraro et al., 1994 ; 1996]. Pour identifier la précipitation sur l'océan seulement, les conditions suivantes doivent être réalisées:  $SI > 10$ ;  $T_{22v} > 38 + 0.88 \times T_{19v}$ . Le diagramme de décision est montré dans le Tableau 5.2 ci-dessous,



**Tableau 5.2** Diagramme de décision des classifications des surfaces diffusantes et de précipitation.

Selon les résultats de SI, la relation empirique entre le taux de pluie (RR) au-dessus de la surface océanique et SI [Ferraro et Marks, 1995] a été appliquée pour obtenir le taux estimé

$$RR = 0.00188 \times SI^{2.034} \quad 5-7$$

Puisque la température de brillance mesurée par SSM/I permet de calculer un taux de pluie, nous employons une formule simple pour calculer le taux de pluie moyen ( $R_{mean}$ , mm/jour) ci-dessous,

$$R_{mean} = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{N_i} P_j}{\sum_{i=1}^n N_i} \times 24 \quad 5-8$$

où  $P_j$  est la pluie moyenne dans une grille de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  pour l'orbite  $j$ , le  $N_i$  est le nombre total d'orbites (montantes et descendantes) pendant le jour  $i$  et  $n$  est le nombre total des jours. Les résultats du taux de pluie sont montrés sur les Figure 5.2 à 5.5 représentant les données SSM/I des satellites F-11, F-13, F-14 et la combinaison de ces trois satellites.

### 5.2.3.2 TMI Goddard Profiling Algorithm (GPROF)

Adler et al.[1991] utilisent un modèle 3D de nuage pour étudier les relations entre les précipitations et les autres paramètres microphysiques caractéristiques d'une ligne de grain tropicale au dessus de l'océan. Les températures de brillance simulées sont liées aux nuages convectifs et à la pluie. Ensuite une relation entre le 85GHz en polarisation horizontale et les intensités de pluie est utilisée dans l'algorithme « Goddard Scattering Algorithm » (GSCAT) ci-dessous,

$$T_{85H}=251-4.19 \times RR \quad 5-9$$

où le RR est le taux de pluie sur la terre avec un seuil de pluie ou non-pluie à 1mm/heure (où  $T_{85H}=247$  K). A l'aide des données pluviométriques au-dessus des atolls de Pacifique, le taux de précipitation sur l'océan a été établi comme suit :

$$RR = \frac{251 - T_{85H}}{2.19} \quad 5-10$$

Ce modèle fournit une relation simple entre les mesures micro-onde et le taux de pluie. Kummerow et al.[1989] utilisent 25 modèles de nuages différents afin de représenter une grande variété de nuages convectifs et stratiformes. Pendant les années suivantes, plusieurs modifications à l'aide des données SSM/I collectées sur différents types de systèmes ont été effectuées [Kummerow et Giglio, 1994] pour aboutir au Goddard Profiling Algorithm [Kummerow et al.,1996]. Cet algorithme est conçu pour fournir les taux de précipitations instantanés, la structure verticale de la précipitation et la libération de chaleur latente associée. Ceci est rendu possible par les fonctions de réponse de différents canaux à différentes profondeurs dans la colonne pluvieuse. Cependant, dans ces nuages de pluie, il y a plus de variables indépendantes que de canaux d'observation. La résolution du problème se fait en calculant par transfert radiatif un vecteur de températures de brillance,  $T_b$ , étant donné une distribution verticale des hydrométéores  $R$ . Un processus d'inversion est alors nécessaire pour trouver le profil  $R$  en connaissant un vecteur  $T_b$ . La méthode de restitution est basée sur le théorème de Bayes et est donnée par la fonction de probabilité ci-dessous :

$$\Pr(R|T_b)=\Pr(R) \times \Pr(T_b|R) \quad 5-11$$

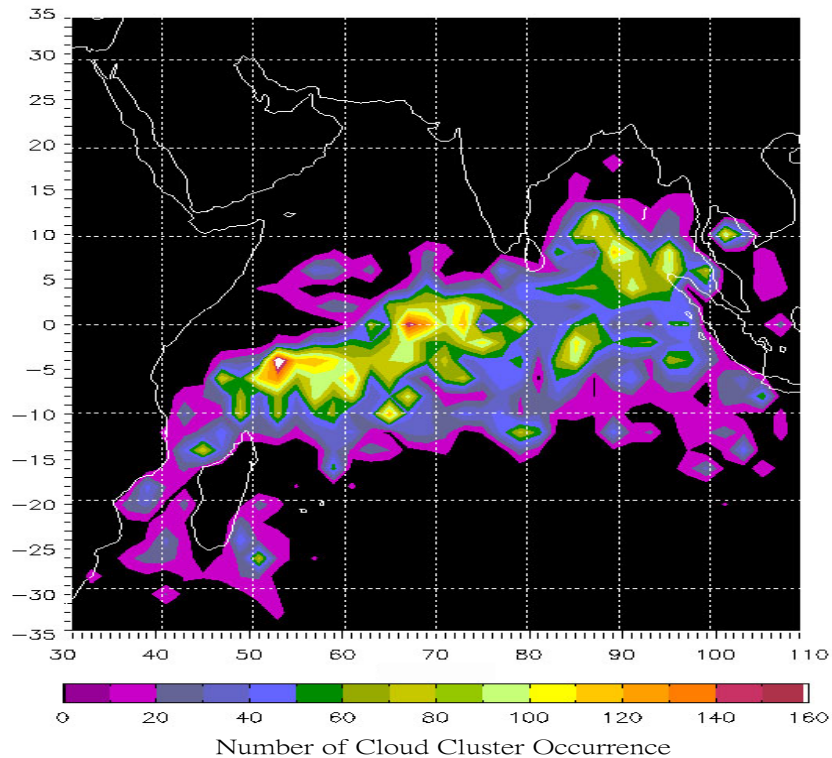
où  $\Pr(R)$  est la probabilité avec laquelle un certain profil  $R$  sera observé et  $\Pr(T_b|R)$  est la probabilité d'observer le vecteur de la température de brillance  $T_b$  en donnant un profil de pluie particulier  $R$ . La première partie à droite dans 5-11 est dérivée en utilisant un Cloud-Resolving Model (CRM) [Tao et Simpson,1993; Kummerow et al., 2001]. La deuxième partie à droite peut être obtenue en employant le transfert radiatif pour calculer la température de brillance correspondant au CRM. Cet algorithme d'inversion est utilisé par NASA pour l'estimation de précipitations à partir des données micro-onde TRMM TMI. La description du produit TRMM dérivée par cet algorithme a été présentée dans la section précédente 5.2.2.

### **5.3 Caractérisation des systèmes convectifs à méso-échelle (MCSs) liés à la pluie**



L'occurrence de MCSs au-dessus de l'Océan Indien a été documentée en utilisant les données METEOSAT-5 infrarouges avec un seuil de température brillance de

238 K et une couverture minimum de nuage de 12,500 km<sup>2</sup> [Yang et al., 2003]. La carte de distribution des MCSs pendant la saison d'hiver de l'hémisphère nord dans cette région montre que trois grands secteurs d'occurrence sont le sud du Golfe du Bengale; une bande entre l'équateur et 15°S; secteur dans le sud-ouest, près du tropique du Capricorne.



**Figure 5.1** Distribution des MCSs représentée par leur fréquence d'occurrence en janvier 1999. Le nombre de MCS a été calculé dans une fenêtre mobile de 2.5°x2.5°. Seuls les clusters de nuage océaniques ont été choisis.

En utilisant le même algorithme d'extraction de MCSs que dans le chapitre précédent mais pour janvier et en choisissant les clusters océaniques seulement, la Figure 5.1 montre les secteurs d'occurrence très élevés et semblables à ceux du chapitre 4 tels que le Golfe du Bengale où l'occurrence atteint plus de 60 et le nord-est de Madagascar (entre 50°E et 75°E, 5°N et 10°S) où on enregistre la fréquence maximum: 184. Dans le sud-ouest de Madagascar où la carte ne montre pas une occurrence aussi élevée que dans les deux autres secteurs, l'occurrence maximum est de 40 (pendant un mois).

On observe évidemment une grande proportion des MCSs le long de l'équateur, de l'Indonésie vers l'Afrique de l'Est. Pendant ce mois-ci, notre première préoccupation est de vérifier si une région de haute fréquence d'occurrence de MCSs correspond également à une occurrence plus élevée de pluie sur le même secteur. Ensuite, il faut examiner si l'occurrence maximum de MCSs correspond au taux maximum de pluie. Troisièmement, on doit vérifier ce qui advient du taux de pluie dans les secteurs où il n'y a aucun MCS ou une occurrence très basse de MCSs. Finalement, comme la carte de la fréquence de MCSs se réduit à des clusters

choisis comme purement océaniques, une partie des MCSs affectant à la fois la terre et la mer a été ignorée dans notre étude [chapitre 4]. Nous voulons donc savoir quelle est la quantité de pluie proche de la côte comme à l'ouest de l'Indonésie et près de Madagascar.

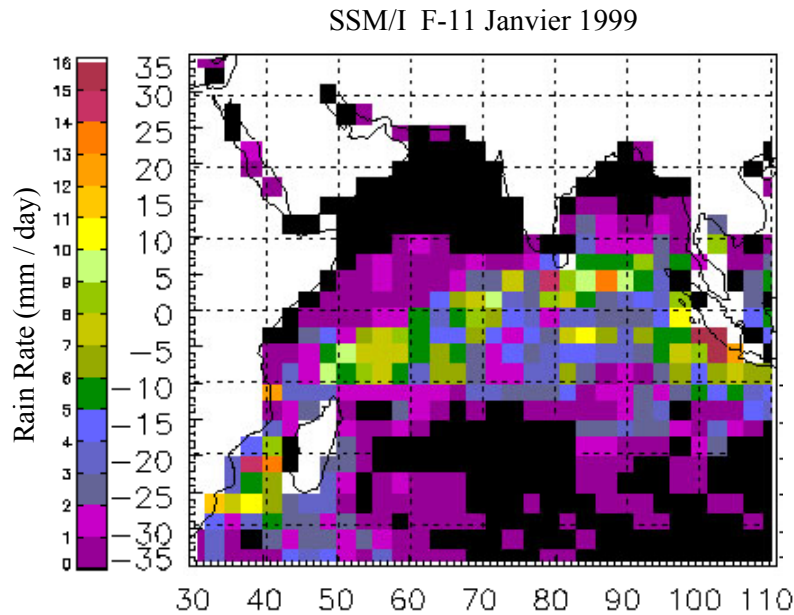
Afin de comprendre le rapport entre la précipitation régionale et la distribution de MCSs, les données de SSM/I de trois satellites de DMSP ont été employées pour estimer les précipitations. Spécifiquement, un taux de pluie au-dessus de l'océan est dérivé de l'algorithme de SI [Grody, 1991] à l'aide des canaux à 19 GHz, à 22 GHz et à 85 GHz, polarisation verticale. Le taux de pluie moyen mensuel est calculé et comparé avec le produit GPCP mensuel. En outre, nous employons le produit TRMM-3G68 de taux de pluie quotidien pour re-calculer le taux moyen mensuel. Ce produit sera ajouté à la comparaison du taux de pluie par différentes méthodes d'estimation dans la prochaine section.

En se basant sur la carte de fréquence de MCSs et les cartes mensuelles de taux de pluie, plusieurs secteurs de  $1^\circ \times 1^\circ$  (secteur environ de  $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ ) seront choisis pour étudier l'évolution quotidienne des taux de pluie en janvier en employant des données SSM/I, des données quotidiennes de TMI-3G68 et le produit de GPCP 1DD. Selon le passage d'orbite le matin ou dans l'après-midi heure locale, nous examinerons les variations journalières de ces secteurs spécifiques. Ceci donne une perspective sur les problèmes d'échantillonnage dans ces régions.

## **5.4 Analyse des précipitations mensuelles et diurnes**

### **5.4.1 Précipitation moyenne mensuelle**

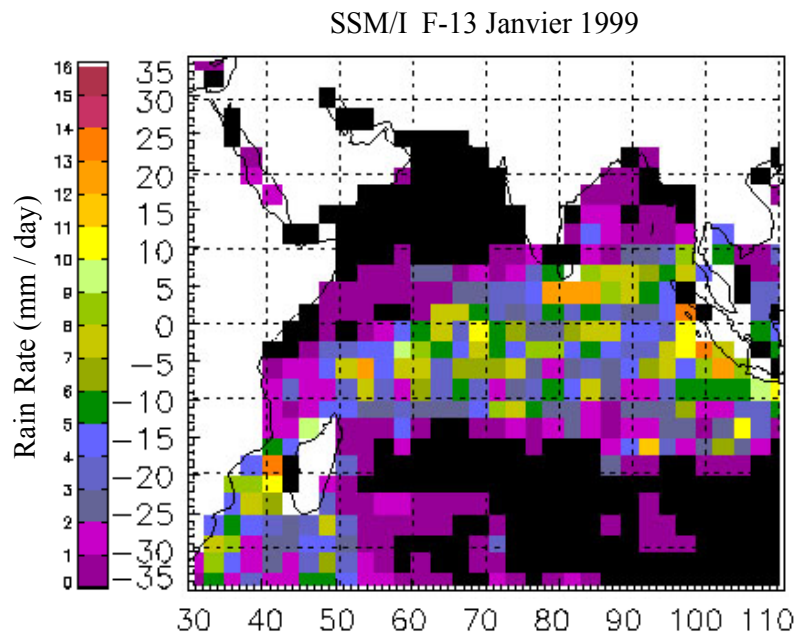
Avant d'employer les données orbitales de température de brillance SSM/I, nous avons mis en place un contrôle de qualité pour éviter les mauvaises lignes de balayage et exclure les orbites qui passent au-dessus des bords de la zone d'étude ou ont moins que la moitié des pixels au-dessus de l'océan. Avec ce contrôle ont été choisies 201 orbites de F-11, 214 orbites de F-13 et 222 orbites de F-14, situées à l'intérieur de la région entre  $30^\circ\text{E}$  et  $110^\circ\text{E}$  pendant les 31 jours de janvier 1999. Ces données orbitales de SSM/I dans chaque fréquence ont été projetées sur une grille METEOSAT-5 dans des éléments de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  et enregistrées sous format NetCDF. En utilisant les trois fréquences 19GHz, 22GHz et 85GHz en polarisation verticale et en utilisant les équations 5-5 et 5-7 pour obtenir le taux de pluie de chaque orbite, nous constituons une méthode d'estimation des taux de pluie type 5-8 pour calculer le taux de pluie moyen mensuel. Les résultats sont montrés sur les Figure 5.2 à 5.5 pour chaque satellite F-11, F-13, F-14 seulement et pour les trois satellites ensemble. Nous employons une nouvelle résolution de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  pour chaque pixel comme pour les données GPCP et la carte de fréquence d'occurrence des MCSs. Nous examinons ensuite l'occurrence des passages : on constate que chaque pixel a été vu de 40 à 60 fois dans un mois pour les orbites montantes et également pour les orbites descendantes en combinant les trois satellites DMSP.



**Figure 5.2** Distribution de l'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I F-11. Le taux maximum de pluie est 18.5 mm/jour situé à 101.25°E et à 6.25°S à l'ouest de l'île de JAVA.

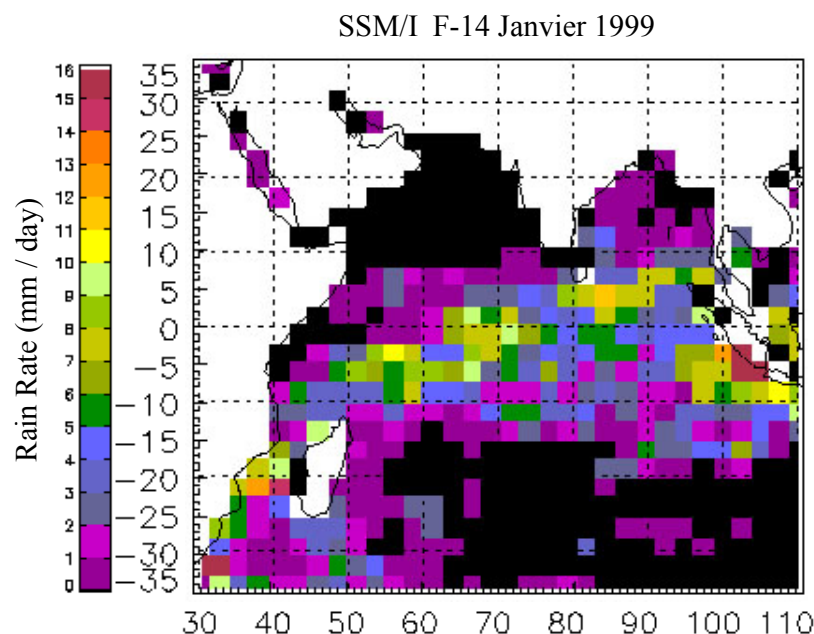
Le taux de pluie maximum estimé par les données SSM/I F-11 est de 18.5 mm/jour est situé à l'ouest de l'île de JAVA. Les pixels avec un taux supérieur à 16 mm/jour sont représentés avec la même couleur que les taux entre 15 et 16 mm/jour. Dans l'estimation F-11, un seul pixel a une valeur supérieure à 16 mm/jour et les autres trois pixels ont une valeur entre 15 mm/jour et 16 mm/jour. Ces pixels sont situés à 78.75°E, 3.75°S; 98.75°E, 3.75°S et 101.25°E, 3.75°S.

La Figure 5.2 montre un groupe des pixels dans le nord-est de Madagascar où le taux est généralement plus de 5 mm/jour ; cette zone s'étend jusqu'au Golfe de Bengale. Les deux autres régions significatives sont près de la côte occidentale de l'Indonésie et de Madagascar. Une distribution semblable peut être trouvée dans l'estimation SSM/I F-13 ainsi que F-14. Le taux maximum de F-13 est à 13.5 mm/jour, à 41.25°E et à 18.75°S dans l'ouest de Madagascar, cette valeur maximum est la valeur la plus basse comparée avec les deux autres satellites. Des pixels avec un taux entre 12 mm/jour et 13 mm/jour sont dans le sud de Sri Lanka, dans l'ouest de l'Indonésie et dans l'ouest et le nord-est de Madagascar comme le montre la Figure 5.3.



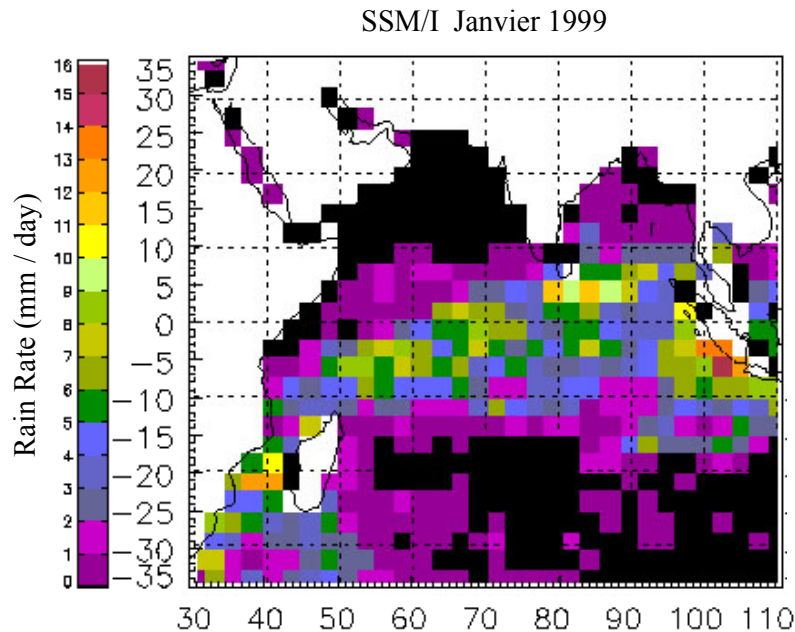
**Figure 5.3** Distribution d'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I F-13. Le taux maximum de pluie est 13.5 mm/jour situé à 41.25°E et à 18.75°S à l'ouest de Madagascar.

L'estimation F-14 montre le plus grand taux maximum parmi les trois estimations satellitaires : 20.7 mm/jour à 31.25°E et à 31.25°S près de la côte est de l'Afrique du Sud. Il y a cinq pixels ayant des taux plus grands que 15 mm/jour. Nous employons la même représentation que sur la Figure 5.2 pour ces pixels. Trois d'entre eux sont dans l'ouest de l'Indonésie et les deux autres sont près de la côte est de l'Afrique du Sud comme représenté sur la Figure 5.4. La région du nord-est de Madagascar est toujours un secteur significatif où de nombreux pixels présentent un taux de plus de 5 mm/jour.



**Figure 5.4** Distribution d'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I F-14. Le taux maximum de pluie est 20.7 mm/jour à 31.25°E et à 31.25°S près de la côte est de l'Afrique du Sud.

Sur la Figure 5.5, le taux de pluie est calculé par les trois satellites combinés. Elle montre qu'un des secteurs de taux les plus élevés ( $>10$  mm/jour) est clairement au sud du Sri Lanka; la côte occidentale de Madagascar et le sud de Sumatra sont également des secteurs de taux très élevés. Le taux maximum est de 15.6 mm/jour à  $101.25^\circ\text{E}$  et à  $6.25^\circ\text{S}$ . Ce taux de pluie moyen mensuel résultant de la combinaison de trois satellites montre quatre régions à le taux relativement haut : Sud du Golfe du Bengale, ouest de l'Indonésie, ouest et dans nord-est de Madagascar.

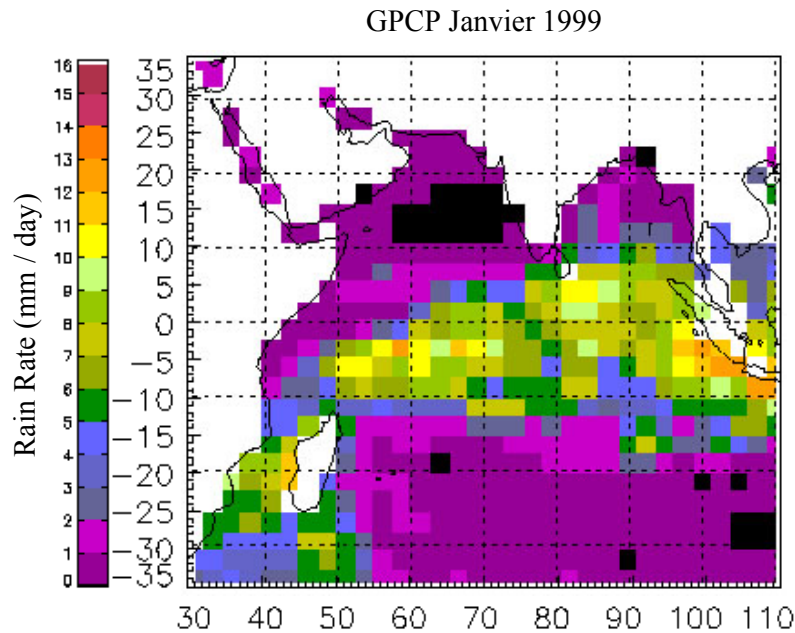


**Figure 5.5** La distribution de l'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I (trois satellites combinés). Le taux maximum de pluie est 15.6 mm/jour à l'ouest de l'Indonésie ( $101.25^\circ\text{E}$ ,  $6.25^\circ\text{S}$ ).

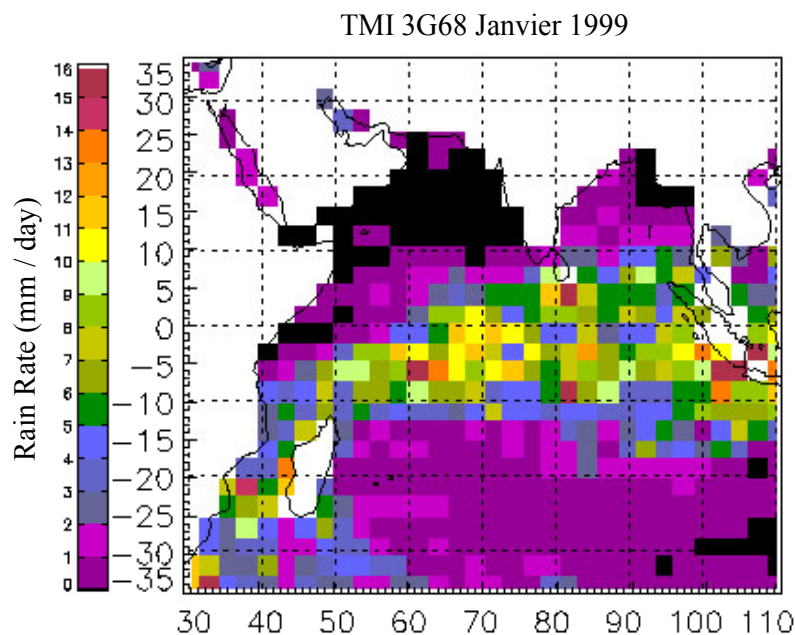
La distribution mensuelle spatiale des taux de pluie GPCP représentés sur la Figure 5.6 est généralement semblable à la distribution SSM/I et également à la distribution de MCS. Elle montre plus de pixels avec un taux de pluie élevé que l'estimation de SSM/I, comme la région près de Sumatra et la région dans le nord-est de Madagascar. Le taux maximum apparaît à  $108.75^\circ\text{E}$ ,  $8.75^\circ\text{S}$  (12.9 mm/jour), les autres taux les plus élevés ( $>11$  mm/jour) sont autour de l'ouest de l'Indonésie, deux pixels dans le nord-est et deux autres dans l'ouest de Madagascar.

Pour le produit TMI-3G68, nous avons appliqué la même méthode de collecte des pixels pluvieux et de calcul du taux de pluie moyen mensuel que pour SSM/I. On obtient le taux de pluie moyen dans une grille de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  en partant des pixels de la grille  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . En raison du manque de données originales de TRMM de GDAAC entre le 4 et le 6 janvier 1999, il y a seulement 28 jours des données TRMM utilisées dans notre étude.





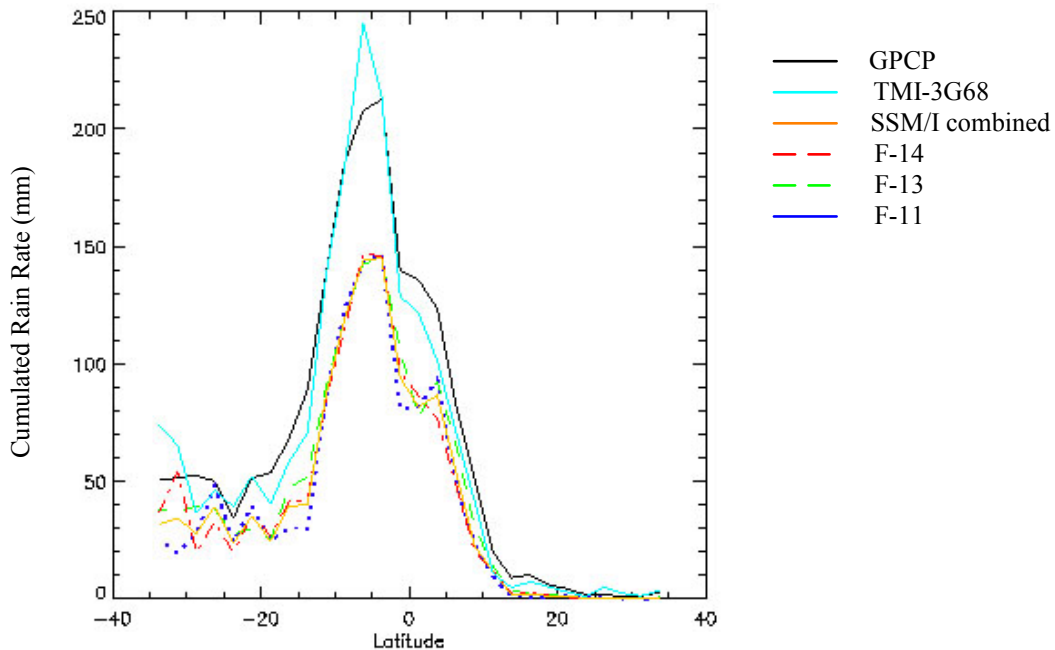
**Figure 5.6** Le taux de pluie moyen mensuel de GPCP en janvier 1999. Trois secteurs de taux de pluie les plus élevés sont à  $108.75^{\circ}\text{E}$ ,  $8.75^{\circ}\text{S}$  avec le taux de 12.9 mm/jour;  $101.25^{\circ}\text{E}$ ,  $6.25^{\circ}\text{S}$  avec le taux de 12.6 mm/jour (côte occidentale de l'Indonésie) et  $58.75^{\circ}\text{E}$ ,  $3.75^{\circ}\text{S}$  avec de 12.7 mm/jour dans le nord-est du Madagascar.



**Figure 5.7** Le taux de pluie moyen mensuel de TRMM TMI -3G68 en janvier 1999. Le taux maximum de pluie est 21.5 mm/jour situé à  $101.25^{\circ}\text{E}$ ,  $6.25^{\circ}\text{S}$  (côte occidentale de l'Indonésie).

Le résultat est montré sur la Figure 5.7, le taux maximum de pluie est 21.5 mm/jour à  $101.25^{\circ}\text{E}$ ,  $6.25^{\circ}\text{S}$ . Il y a quatre pixels avec un taux plus grand que 16 mm/jour qui sont à  $31.25^{\circ}\text{E}$ ,  $33.75^{\circ}\text{S}$  avec un taux de 16.5 mm/jour; à  $103.75^{\circ}\text{E}$ , à  $6.25^{\circ}\text{S}$  avec un taux de 17.8 mm/jour et à  $106.25^{\circ}\text{E}$ ,  $3.75^{\circ}\text{S}$  avec un taux de 16.8 mm/jour.

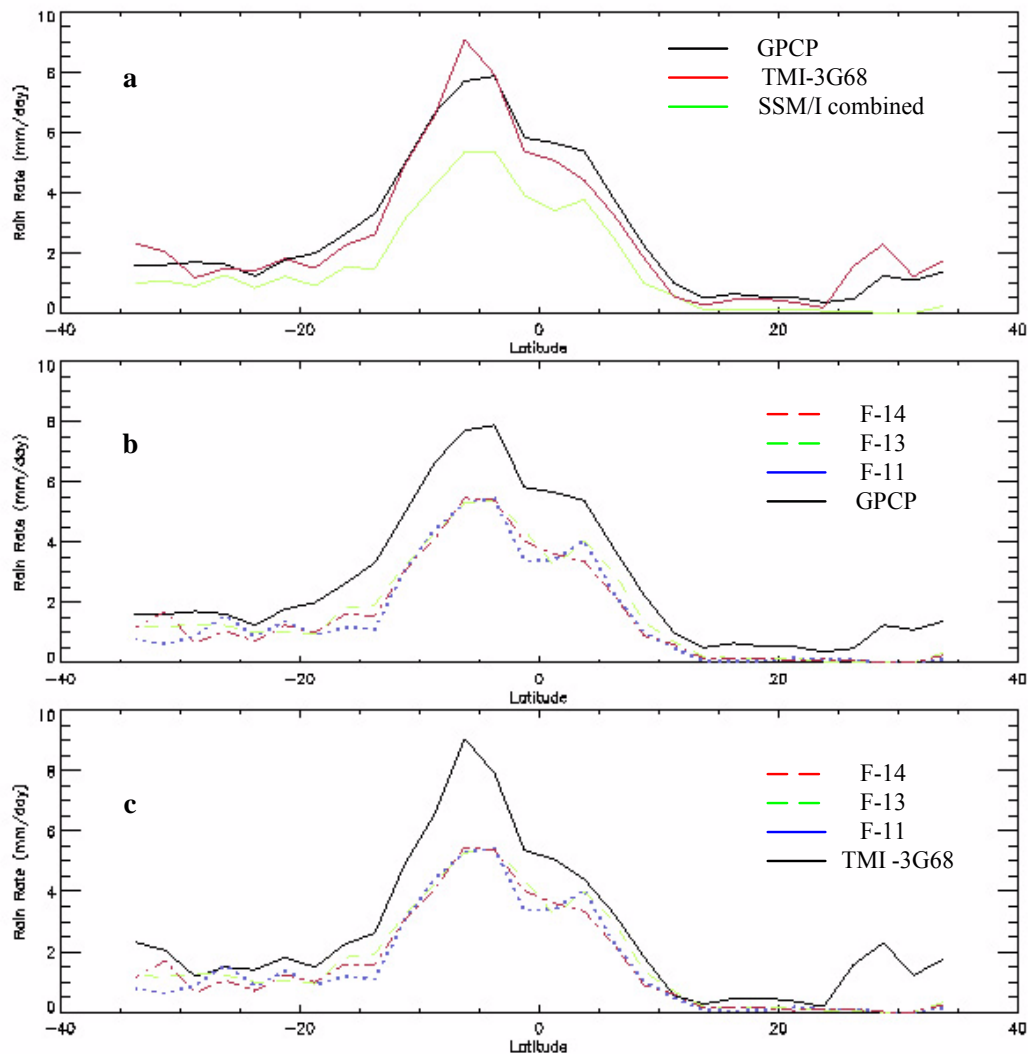
En comparant les trois cartes de précipitation, SSM/I; GPCP et TMI-3G68 avec la distribution de MCSs, on remarque que le taux maximum vu près de l'ouest de l'Indonésie ne correspond pas à l'occurrence la plus élevée de MCSs. Ceci peut être expliqué par la sélection des clusters de nuage purement océaniques qui a exclus les clusters côtiers et ceux qui atteignent la limite de la zone d'étude. La même situation apparaît dans l'ouest de Madagascar. Dans l'océan hauturier, l'occurrence plus élevée de MCSs correspond bien au taux de pluie les plus élevés mesurés par GPCP et TMI-3G68; l'estimation de SSM/I donne des valeurs plus faibles.



**Figure 5.8** Le taux de pluie moyen mensuel cumulé zonal en janvier 1999 de TMI-3G68 (ligne bleu-clair), de GPCP (ligne noire), de SSM/I sur F-11 (ligne pointillée bleue), sur F-13 (ligne tiretée verte), sur F-14 (ligne tiretée-pointillée rouge) et les trois satellites combinés (ligne orange).

La comparaison de l'estimation combinée des trois satellites et de l'estimation de chaque satellite de SSM/I séparément avec GPCP et TMI-3G68 pour les taux de pluie cumulés zonaux est montrée sur la Figure 5.8. Ceci montre bien que GPCP et TMI-3G68 ont des valeurs plus élevées que les estimations de SSM/I dans la région équatoriale, la différence du taux cumulé maximum est environ 75 mm pour GPCP et 100 mm pour TMI-3G68. Ceci correspond au fait que les résultats de GPCP et TMI-3G68 montrent des pixels de valeurs beaucoup plus hautes que SSM/I. En dépit d'une plus grande dispersion, la différence semble moins grande pour les latitudes plus élevées, où il y a beaucoup de pixels faiblement pluvieux dans les estimations GPCP et TMI. Les estimations SSM/I obtenues satellite par satellite ou avec l'ensemble des trois sont très semblables dans les régions équatoriales, mais peuvent montrer des écarts importants dans certaines zones éloignées de l'équateur (Sud de Madagascar). Des comparaisons plus détaillées sont montrées sur les Figures 5.9 (a) à (c).





**Figure 5.9** Le taux de pluie moyen dans une grille de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  mensuel (janvier 1999), moyen zonalement.

a: GPCP (ligne noire), TMI-3G68 (ligne rouge) et SSM/I trois satellites combinés (ligne verte).

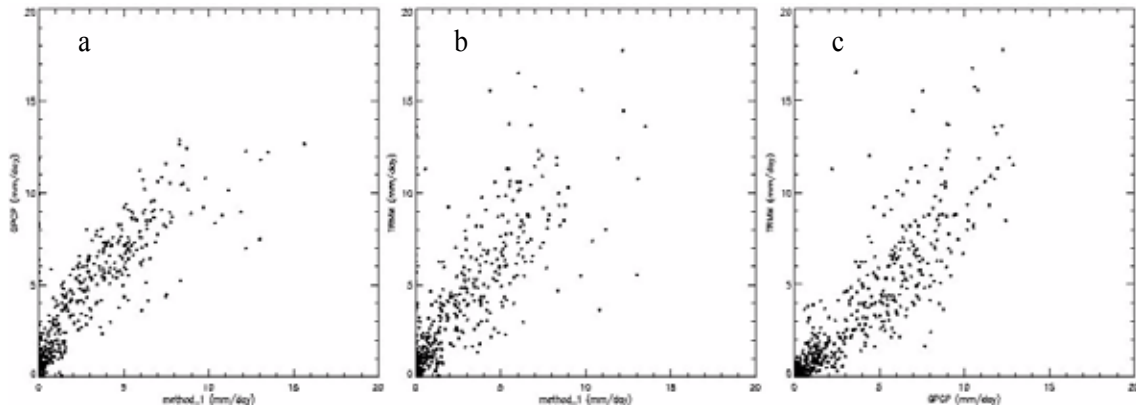
b: SSM/I F-14 (ligne tiretée rouge), F-13 (ligne tiretée verte), F-11 (ligne pointillée bleue) et GPCP (ligne noire)

c: SSM/I F-14 (ligne tiretée rouge), F-13 (ligne tiretée verte), F-11 (ligne pointillée bleue) et TMI-3G68 (ligne noire).

Sur la Figure 5.9 (a), les trois courbes ont des formes très semblables au sud de  $15^\circ\text{S}$ , particulièrement le TMI-3G68 a juste les mêmes variations que SSM/I et présente simplement des valeurs un peu plus faibles. Nous pouvons dire que ce décalage de taux vient du cumul de taux très bas ( $< 2$  mm/jour) dans le sud de l'Océan Indien. Pour la ZCIT, de  $15^\circ\text{S}$  à l'équateur le GPCP a une forme semblable au SSM/I. Au nord de l'équateur, les courbes GPCP et TMI-3G68 continuent à se rapprocher et s'associent presque au SSM/I au nord de  $5^\circ\text{N}$  (pluies essentiellement sur le Golfe du Bengale).

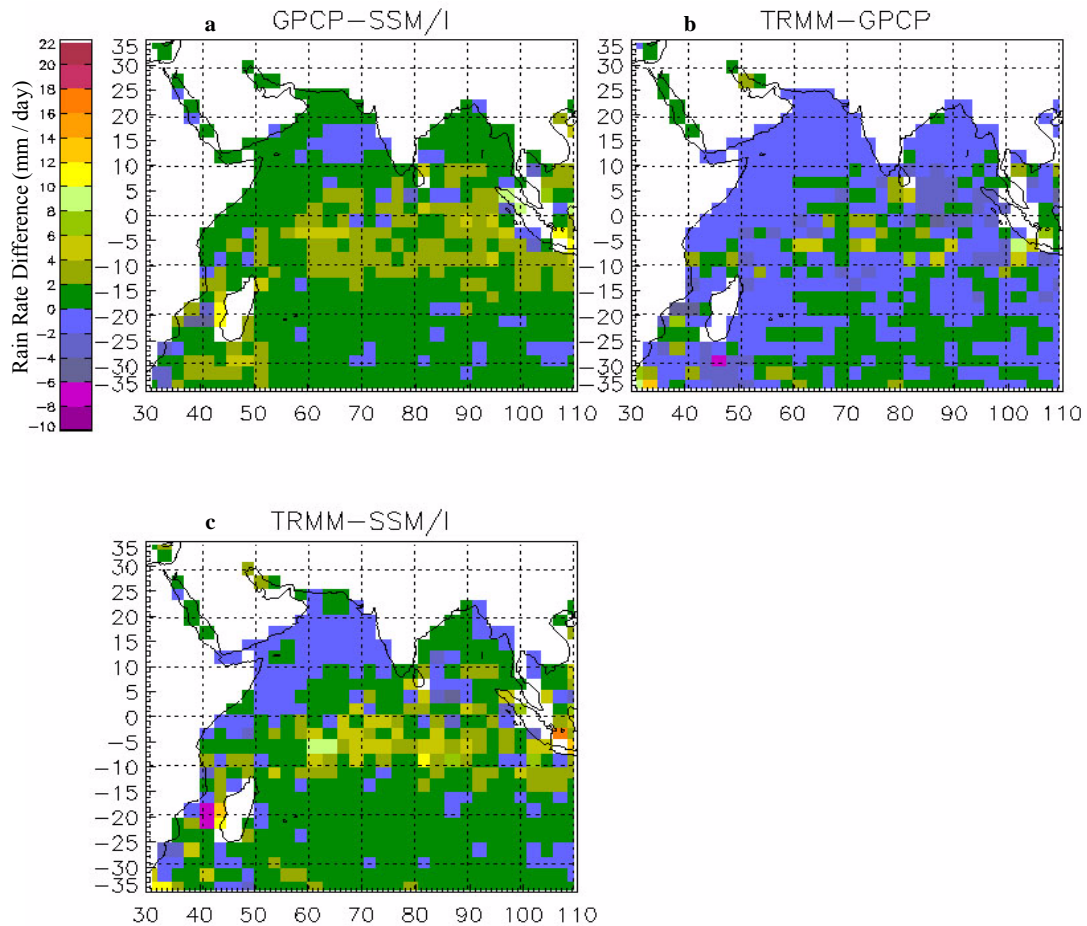
Comparant le F-11, le F-13 et le F-14 séparément avec GPCP sur la Figure 5.9 (b), malgré le décalage de taux plus élevé de GPCP, les trois courbes de SSM/I ont une forme très semblable à GPCP dans la ZCIT. Toutefois au sud de  $15^\circ\text{S}$ , chaque courbe

de satellite SSM/I a sa propre évolution mais le décalage de taux avec GPCP est moins flagrant. Nous comparons ensuite l'estimation de TMI-3G68 avec les estimations de trois satellites de SSM/I séparément sur la Figure 5.9 (c). Les mêmes remarques s'appliquent, mais l'estimation TRMM montre encore un contraste plus grand équateur – régions tropicales. Une raison possible de l'estimation variable de chaque satellite simple de SSM/I est évidemment liée au sous échantillonnage, le manque de données pouvant résulter en une sous-estimation du taux de pluie moyen mensuel. Nous discuterons les échantillonnages des données orbitales de SSM/I et de TRMM dans la section 5.5.



**Figure 5.10** Diagrammes de dispersion des taux de pluie moyen mensuel dans (a) SSM/I combiné contre GPCP (b) SSM/I combiné contre TMI-3G68 (c) GPCP contre TMI-3G68

En conclusion, les relations des estimations du taux de pluie en employant SSM/I, TMI-3G68 et GPCP sont montrées sur les Figures 5.10 (a) à (c). Le coefficient de corrélation du taux de pluie moyen mensuel de SSM/I combiné contre GPCP est 0.85, SSM/I combiné contre TMI-3G68 est 0.81 et GPCP contre TMI-3G68 est 0.88. Les estimations GPCP et TMI-3G68 sont très proches. La différence entre les champs de précipitations cartographiés sont montrées sur les Figures 5.11 (a) à (c), les couleurs bleue et verte identifient les différences positives et négatives respectivement, le zéro est représenté aussi en bleu. Comme on peut voir sur la Figure 5.11 (a), le GPCP fournit une estimation plus élevée que SSM/I. Dans certains secteurs côtiers comme à l'ouest de Madagascar et de l'Indonésie la différence peut atteindre plus de 8 mm/jour; le taux maximum de différence est 11.9 mm/jour. La même situation apparaît sur la Figure 5.11 (c), la différence entre TMI-3G68 et SSM/I est beaucoup plus haute que 10 mm/jour dans les secteurs où le maximum est 16.8 mm/jour mais il y a également une sous-estimation de TMI par rapport à SSM/I dans l'ouest de Madagascar où un minimum de -7.5 mm/jour apparaît. Au sujet de la différence entre les estimations de TMI-3G68 et de GPCP, la Figure 5.11 (b) montre un très bon résultat, la différence restant autour de plus ou moins 2 mm/jour dans la région presque entière. Le maximum de différence positive est de 12.9 mm/jour au bord gauche de la carte et le maximum négatif est au sud de Madagascar (-6.0 mm/jour). Deux raisons pourraient expliquer pourquoi la différence se situe dans ces régions, l'une est la différence des algorithmes de GPCP et de TMI-3G68 et l'autre est le sous échantillonnage des données de TMI qui sera discuté dans la section 5.5.



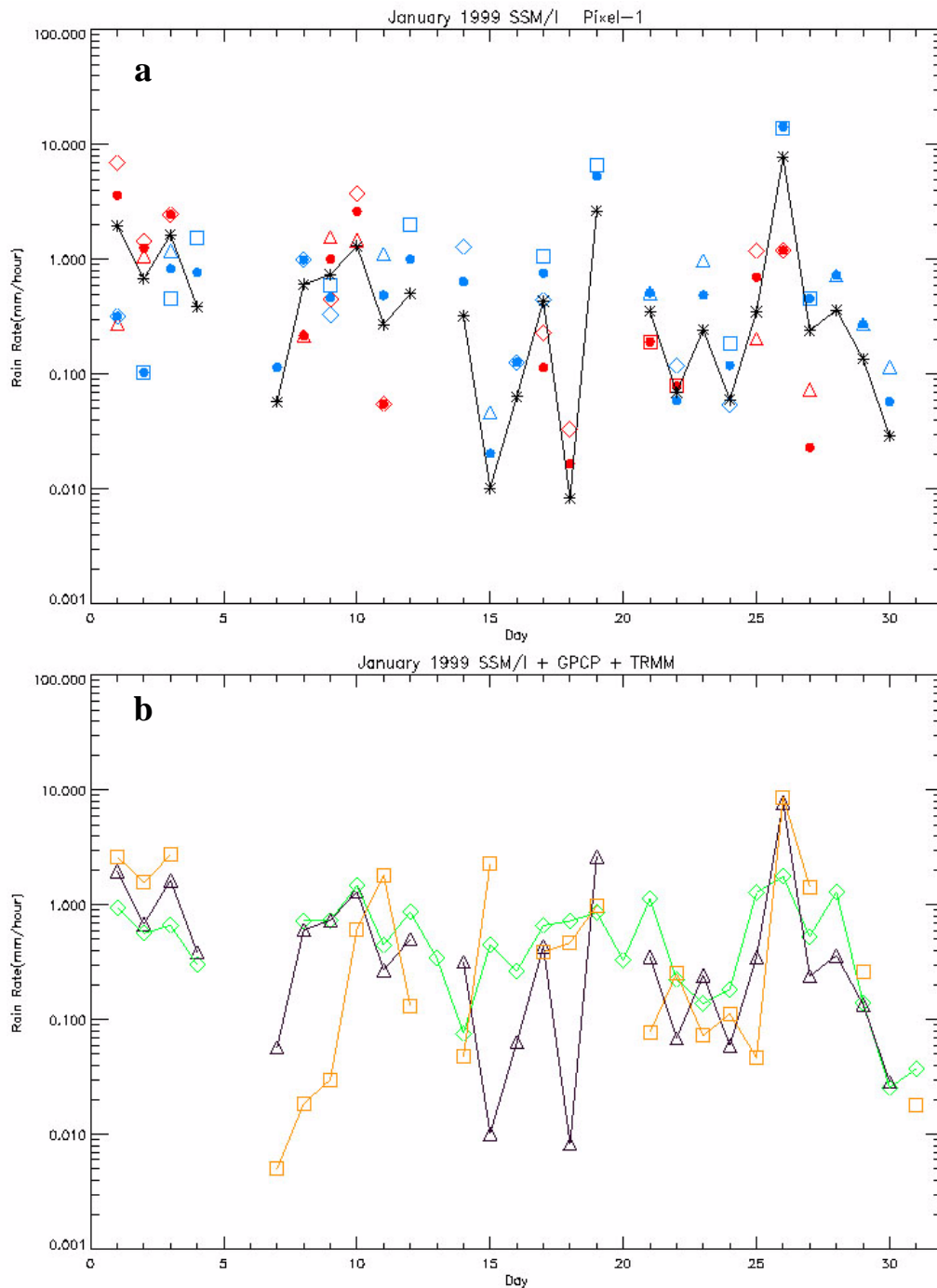
**Figure 5.11** La différence du taux de pluie moyen mensuel dans (a) GPCP moins SSM/I combiné (b) TMI-3G68 moins GPCP (c) TMI-3G68 moins SSM/I combiné.

### 5.4.2 Précipitation journalière

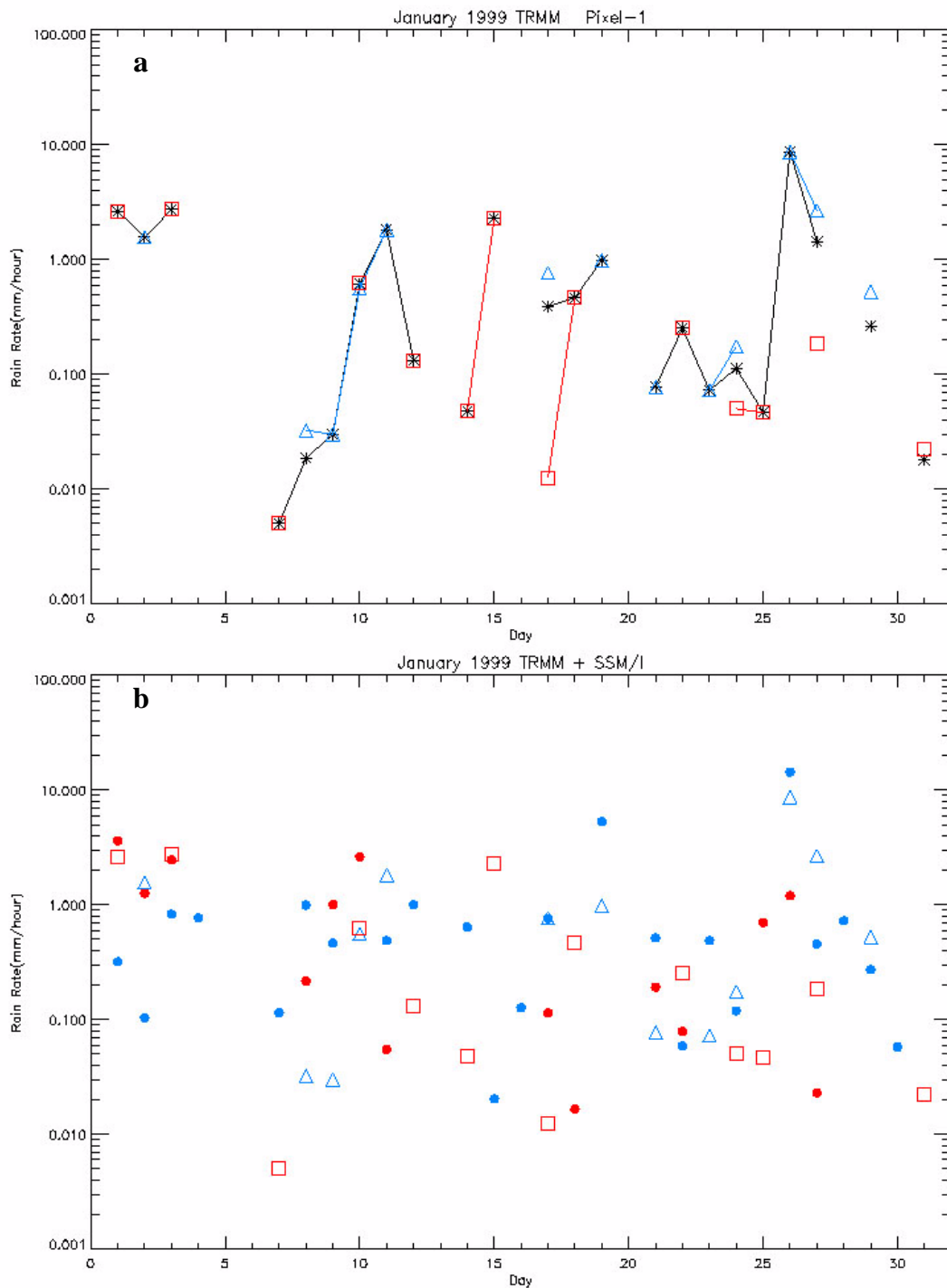
Le cycle journalier de la convection nuageuse océanique présente habituellement un maximum le matin autour de 6:00 à 9:00 temps local [Map et Houze, 1993; Roca et Ramanathan, 2000]. La précipitation montre une dépendance journalière avec un maximum le matin jusqu'au début de l'après-midi dans le Golfe du Bengale, accompagné par la convection profonde et la couverture de nuage élevée [Gambheer et Baht, 2001]. Une observation de la précipitation diurne en utilisant des différents instruments sera étudiée dans cette section. Pour les trois satellites de SSM/I les orbites descendantes correspondent à des passages entre am 6:00 et 9:00, fournissant des observations de pluie du matin tandis que les orbites montantes fournissent des observations de pluie du soir. Selon l'heure de passage dans chaque donnée orbitale, nous avons établi un algorithme pour identifier le temps local du matin (0:00~12:00) et le temps de l'après-midi (12:00~0:00).

Dans les Figures 5.12 à la Figure 5.21, nous choisissons sept pixels de  $1^\circ \times 1^\circ$  (environ 100 km $\times$ 100 km) pour montrer les taux de pluie quotidiens moyens des données de GPCP (1DD), de TMI-3G68 et des trois satellites SSM/I ensemble et individuellement, présentant l'estimation pour le matin et le soir séparément. Ces sept pixels sont divisés en trois groupes, le premier groupe inclut les Pixels-1 à -3 près de

la côte occidentale de l'Indonésie; le deuxième groupe inclut les Pixels-4 à Pixel-6 dans l'océan ouvert et le Pixel-7 est près de la côte occidentale de Madagascar. Le seuil de taux de pluie non nul est fixé à 0.001 mm/h.



**Figure 5.12** Pixel-1: Les taux moyens de pluie journalière dans le secteur  $1^{\circ}X1^{\circ}$  à  $102.5^{\circ}E$ ,  $5.5^{\circ}S$  près de la côte occidentale de Sumatra, l'axe de X est de 31 jours et l'axe de Y est le taux en millimètre par heure; (a) L'estimation de SSM/I, les carrés représentent les données F-11, les triangles les données F-13, les losanges les données F-14, les cercles pleins la moyenne des trois satellites. Le bleu représente le matin et le rouge signifie le soir. L'étoile noire représente la moyenne du taux du matin et de l'après-midi ; (b) Losange vert : données de GPCP 1DD ; triangle noir : moyenne SSM/I ; carré orange : TMI-3G68.



**Figure 5.13** Même pixel que la Figure 5.12 ; (a) L'estimation TMI-3G68, le carré rouge représente des données d'après-midi, la triangle bleu représente des données du matin, l'étoile noire représente la moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi; (b) superposition des valeurs matin et après midi de SSM/I et de TMI-3G68.

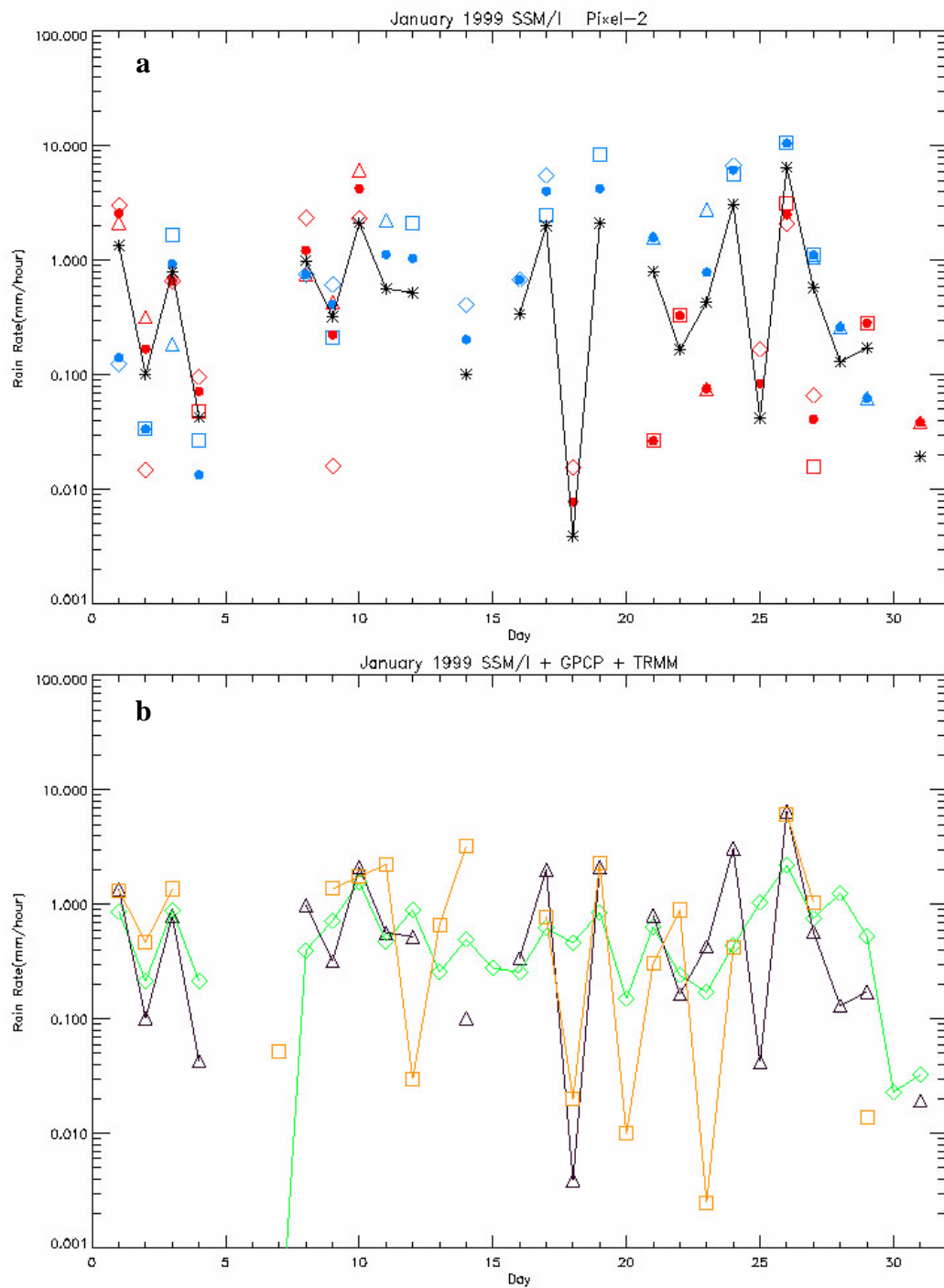
Nous examinons d'abord le Groupe-1 comprenant des pixels proches de la côte occidentale de l'Indonésie. Les estimations SSM/I pour le Pixel-1 (à 102.5°E, 5.5°S) sont représentées sur la Figure 5.12 (a). En tout 26 jours ont été observés par SSM/I

avec occurrence de pluie : 18 jours avec pluie du matin (couleur bleue) plus grande que l'après-midi (couleur rouge) ou sans pluie dans l'après-midi. Les détails des résultats satellite par satellite sont également présentés sur la figure. Sur la Figure 5.12 (b), des comparaisons du taux moyen SSM/I sont faites avec les résultats GPCP et TMI. L'estimation de SSM/I est souvent plus proche de GPCP que de TMI. Ceci est certainement à attribuer à l'échantillonnage temporel, plus faible avec TMI, et à l'utilisation des données SSM/I dans la combinaison GPCP.

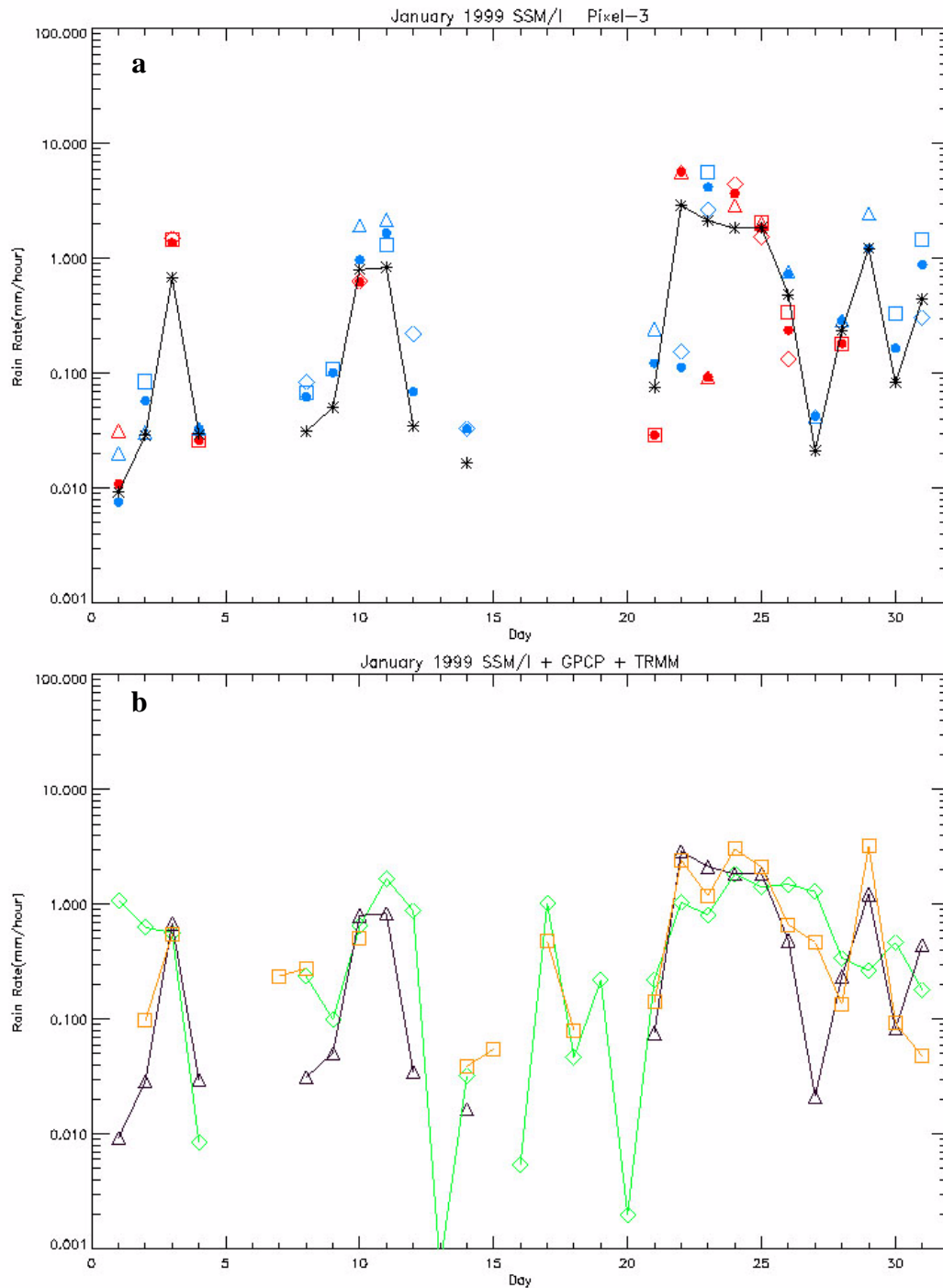
La Figure 5.13 (a) montre des estimations quotidiennes de TMI-3G68 en janvier 1999, seulement 23 jours détectent des précipitations pour ce pixel. Parmi ces jours, la différence entre le matin et l'après midi n'est pas aussi claire qu'avec SSM/I parce que 16 jours ont une seule estimation et seulement 7 jours en ont une le matin et une l'après midi. Par conséquent sur la Figure 5.13 (b), nous faisons un essai pour mélanger le taux moyen de matin et d'après-midi de SSM/I avec le taux de matin et d'après-midi de TMI et pour essayer de trouver une correspondance entre ces deux observations. Une hypothèse est que si SSM/I obtient un taux plus élevé le matin le TMI aura le même comportement même si ce jour-là n'a aucune pluie d'après-midi ou aucune observation TMI. La comparaison effectuée sur la figure ne permet pas de conclure à la validité de cette hypothèse, compte tenu du faible nombre de cas matin / après midi échantillonné par TMI.

La Figure 5.14 (a) est équivalente à la figure 5.12 (a) pour le pixel 2. Les conclusions qu'on peut en tirer sont les mêmes, avec légère prédominance des pluies du matin bien détectée par l'ensemble des SSM/I. La figure 5.14 (b), montre, comme la figure 5.12 (b) et probablement pour les mêmes raisons d'échantillonnage, un meilleur accord entre SSM/I et GPCP qu'avec TMI.





**Figure 5.14** Même légende que 5.12, mais pour le Pixel-2.



**Figure 5.15** Même légende que figures 5.12 et 5.14, mais pour le Pixel-3.

Le troisième secteur est Pixel-3 dans le nord-ouest des deux pixels précédents à 97.5°E, 3.5°S. Les SSM/I montrent encore une nette domination des pluies du matin. L'accord avec les autres satellites est assez difficile à trouver, sauf sur des périodes restreintes. Le GPCP fournit généralement les taux les plus élevés.

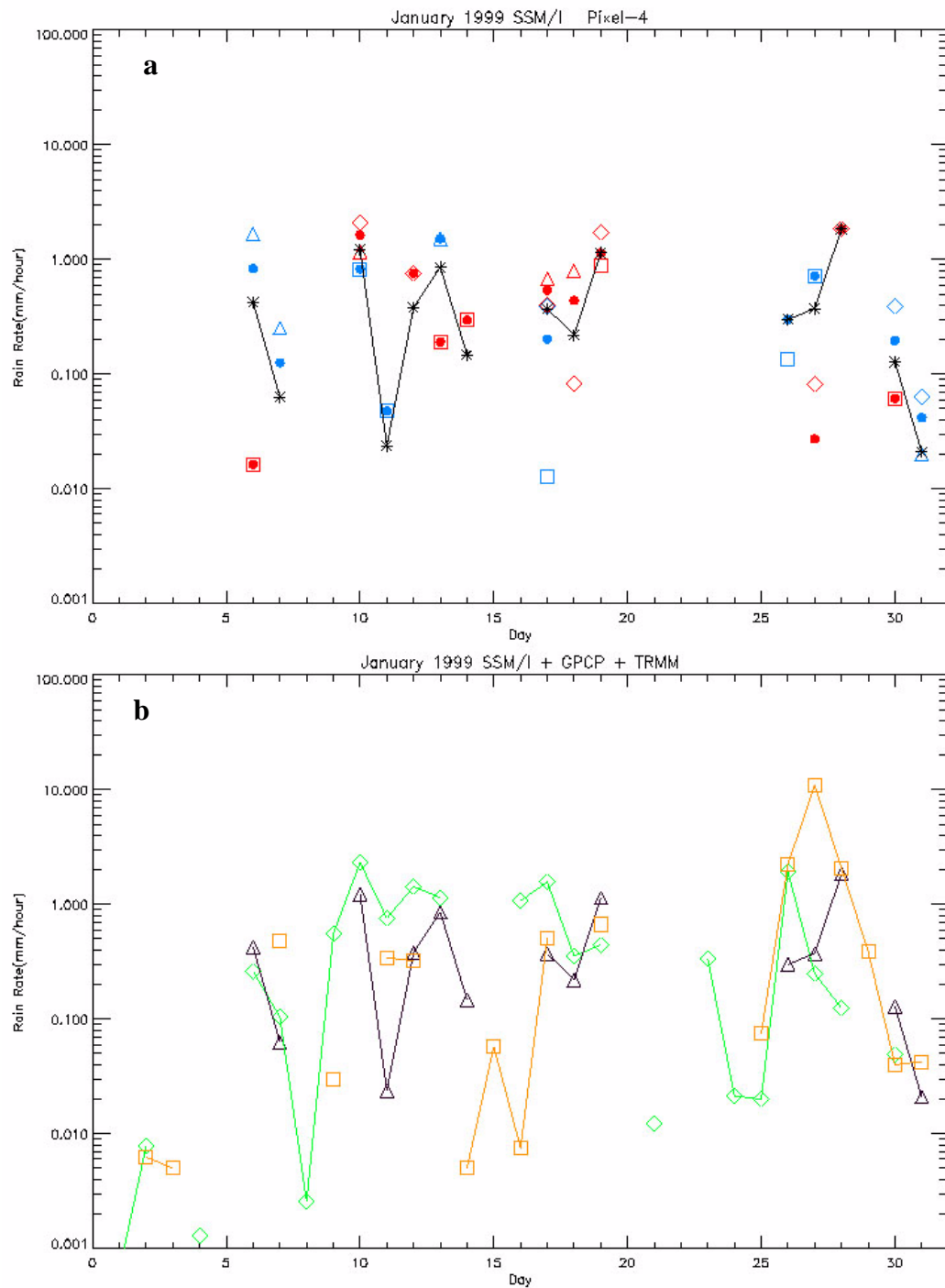
Rappelons encore une fois le temps de passage des trois satellites SSM/I : F-11 est à 7 :30 le matin et 19 :30 l'après-midi heure locale, F-13 à 6 heures environ et F-14 à 8 :30. Quand nous examinons le premier groupe des pixels près de la côte, la pluie du matin a été détectée 27 fois dans le mois avec F-11 et la pluie de l'après-midi seulement 15 fois. Pour F-13 c'est 25 fois le matin contre 18 fois l'après-midi. Mais



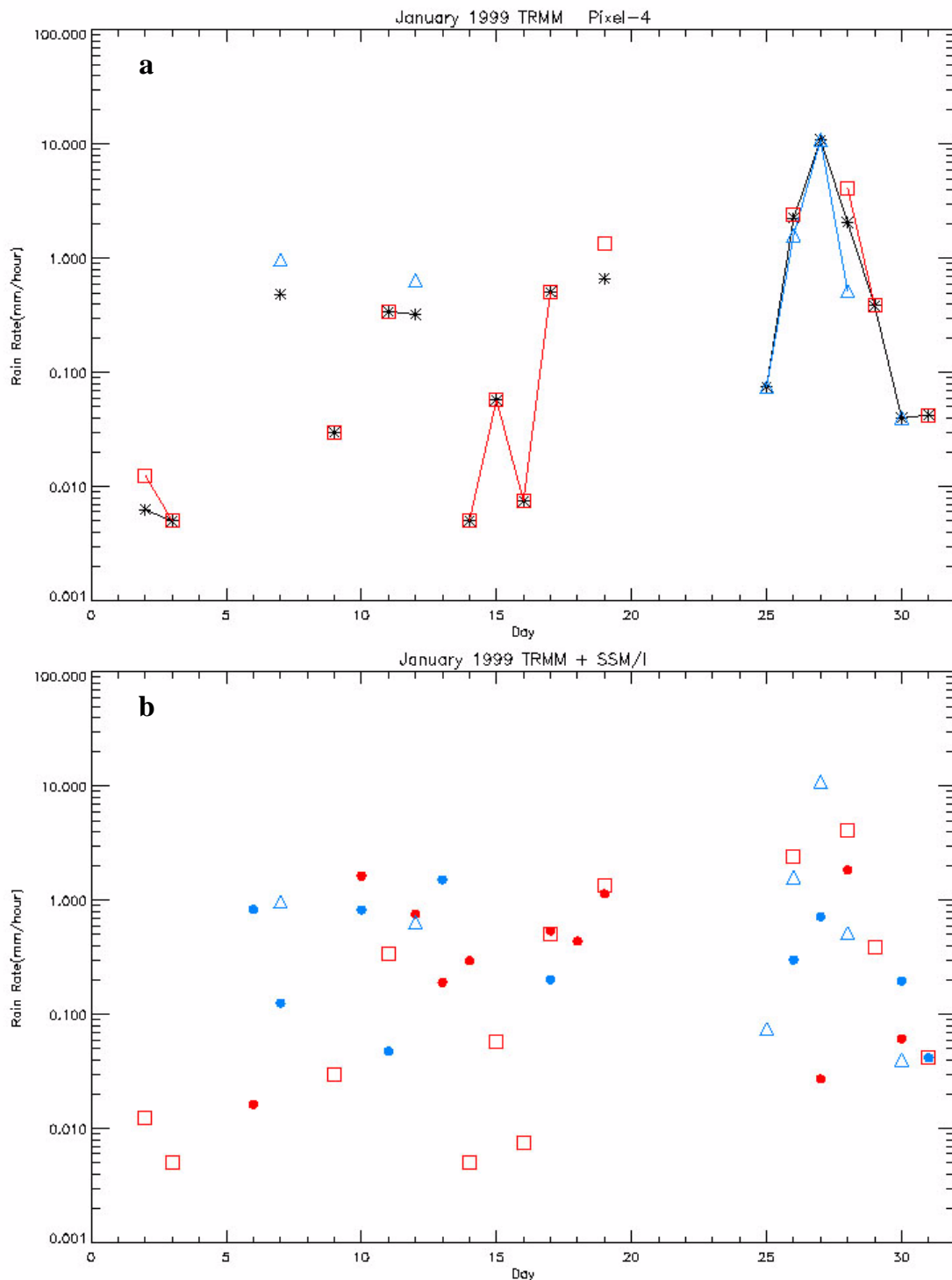
F-14 ne montre pas cette tendance 21 fois le matin et 26 fois l'après-midi. Quand on considère le taux moyen de trois satellites chaque jour, les jours de pluie du matin dominant sur les jours de pluie d'après-midi (48 jours contre 23 jours). En outre, les deux pixels voisins 1 et 2 ont présenté des distributions semblables pour GPCP et SSM/I pendant un mois. Les jours pluvieux et les taux de pluie pour ces trois pixels ont augmenté de manière significative à partir du 20 janvier, associés à de grands MCSs et à deux cyclones formés pendant cette période dans une région proche.

Puisque les précipitations sont liées dans cette région aux nuages convectifs, quelques études ont cherché la variation diurne des nuages et la période de préférence de présence de nuages. Mapes et Houze [1993] ont étudié l'évolution diurne des nuages convectifs très profonds au-dessus de l'Océan Pacifique occidental. La distribution des clusters de nuage varie avec l'heure. Ils ont trouvé que les nuages convectifs petits et à vie courte se produisent au-dessus de l'océan autour des grandes îles pendant la nuit et le matin et au-dessus du continent pendant l'après-midi. Sur l'océan ouvert, des clusters sont plus observés le matin que l'après-midi. L'effet des terres sur le cycle journalier des nuages a été étudié par Liberti et al. [2000] au-dessus de la région TOGA COARE. Les différences jour-nuit dans le réchauffement radiatif atmosphérique au-dessus du continent et de l'océan peuvent entraîner des systèmes de grande dimension à se propager de la terre vers l'océan, de l'après-midi à la nuit. Les terres proches influencent donc certainement le cycle que nous avons observé près de l'Indonésie.

Le deuxième groupe de pixels étudiés a été choisi dans l'Océan Indien ouvert, particulièrement dans les zones d'occurrence élevée de MCSs et les secteurs avec haut taux de pluie moyens mensuel. Le centre du Pixel-4 est situé à 51.5°E, 5.5°S dans le nord-est de Madagascar et proche des Seychelles. La Figure 5.16 (a) montre 15 jours avec pluie dont 8 avec pluie plus forte le matin et 7 l'après midi. Cette proportion est valable pour chaque SSM/I pris séparément. Comparant l'estimation du taux moyen de GPCP et TMI-3G68 avec la moyenne de taux moyen de SSM/I sur la Figure 5.16 (b), le GPCP montre le plus grand nombre de jours pluvieux et souvent un taux de pluie supérieur aux autres estimations. La distribution des différences des trois mesures apparaît aléatoire, peu de jours montrent des valeurs proches pour TMI et GPCP.



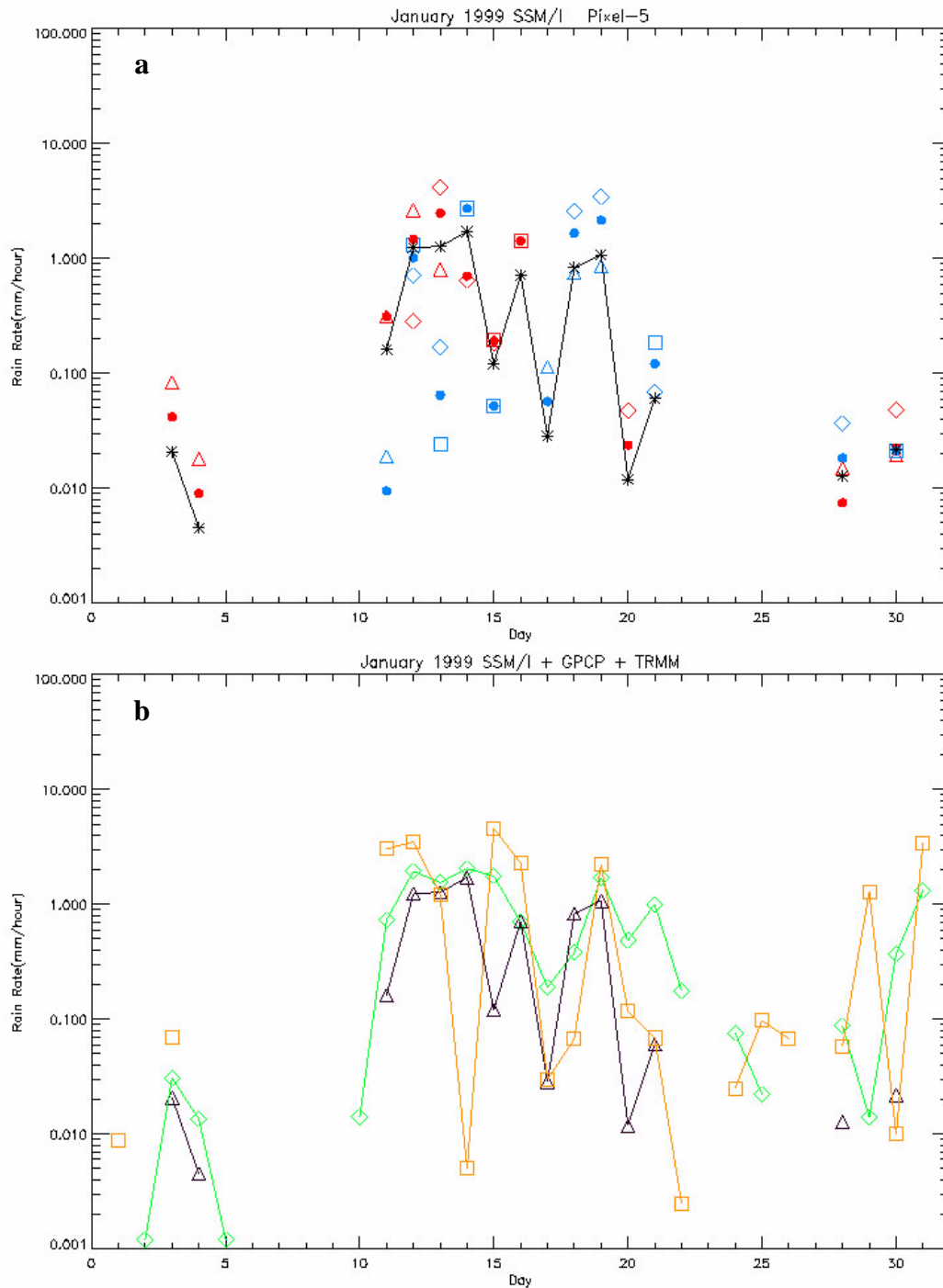
**Figure 5.16** Comme la figure 5.12, mais pour le Pixel-4.



**Figure 5.17** Comme la figure 5.13, mais pour le Pixel-4 (océan ouvert).

Pour le même Pixel-4, nous montrons les estimations de matin et d'après-midi de TMI-3G68 sur la Figure 5.17 (a). Parmi 18 jours pluvieux, seulement 6 jours ont des données du matin et d'après-midi, 9 jours ont seulement la pluie d'après-midi et 3 jours ont seulement la pluie de matin. C'est difficile de tirer des conclusions sur le cycle diurne avec ces données TMI. Nous montrons encore l'estimation du SSM/I et du TMI mélangé de matin et d'après-midi séparément sur la Figure 5.17 (b). Comme dans le cas précédent, il est impossible de tirer une conclusion fiable, en raison du peu

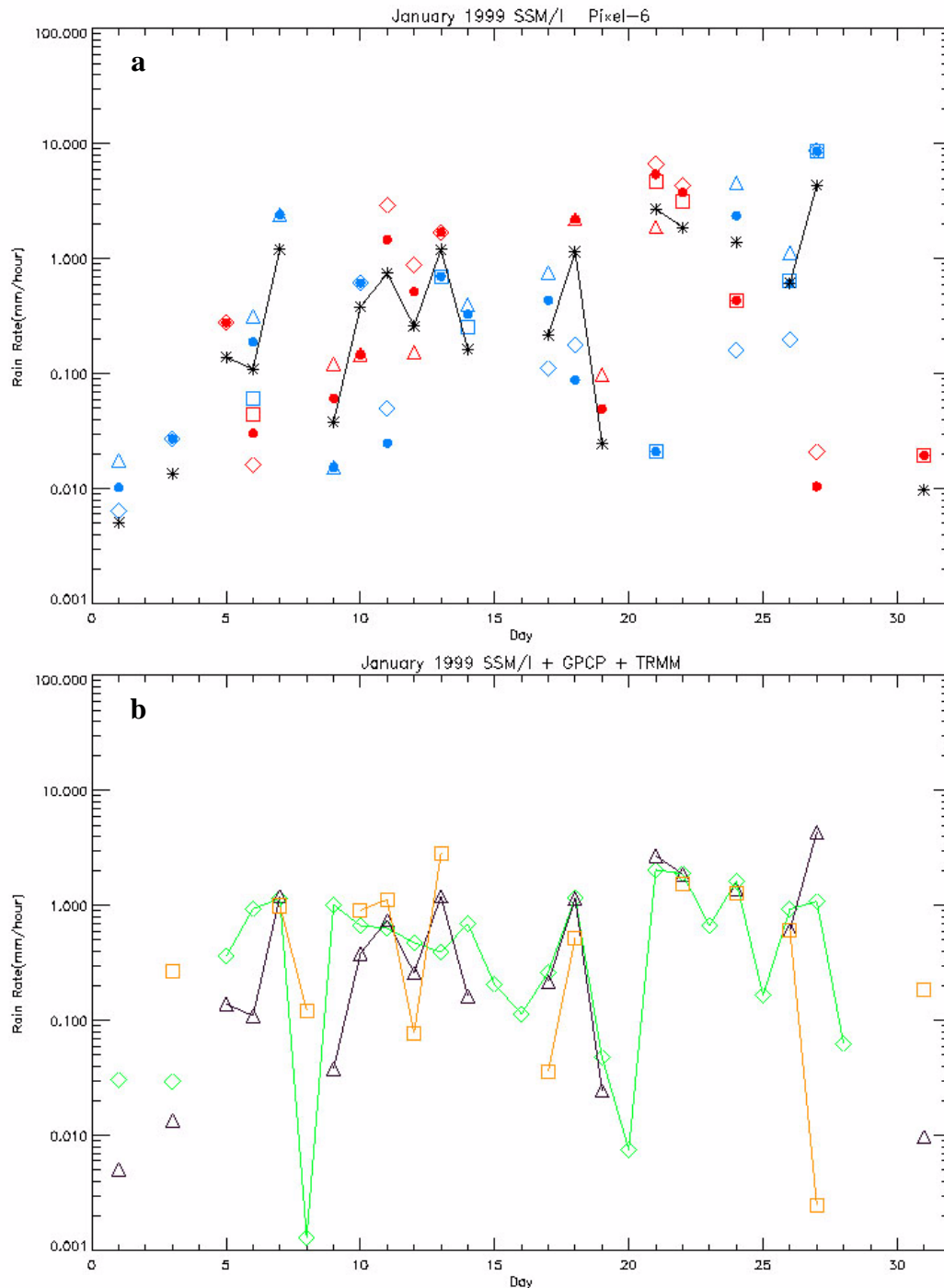
de mesures disponibles avec TMI. Les essais présentés sur les Figures 5.13 et 5.17 indiquent que l'observation pour un secteur spécifique par un satellite simple n'est pas suffisante. Dans la prochaine section, nous discuterons l'échantillonnage des données de différents satellites.



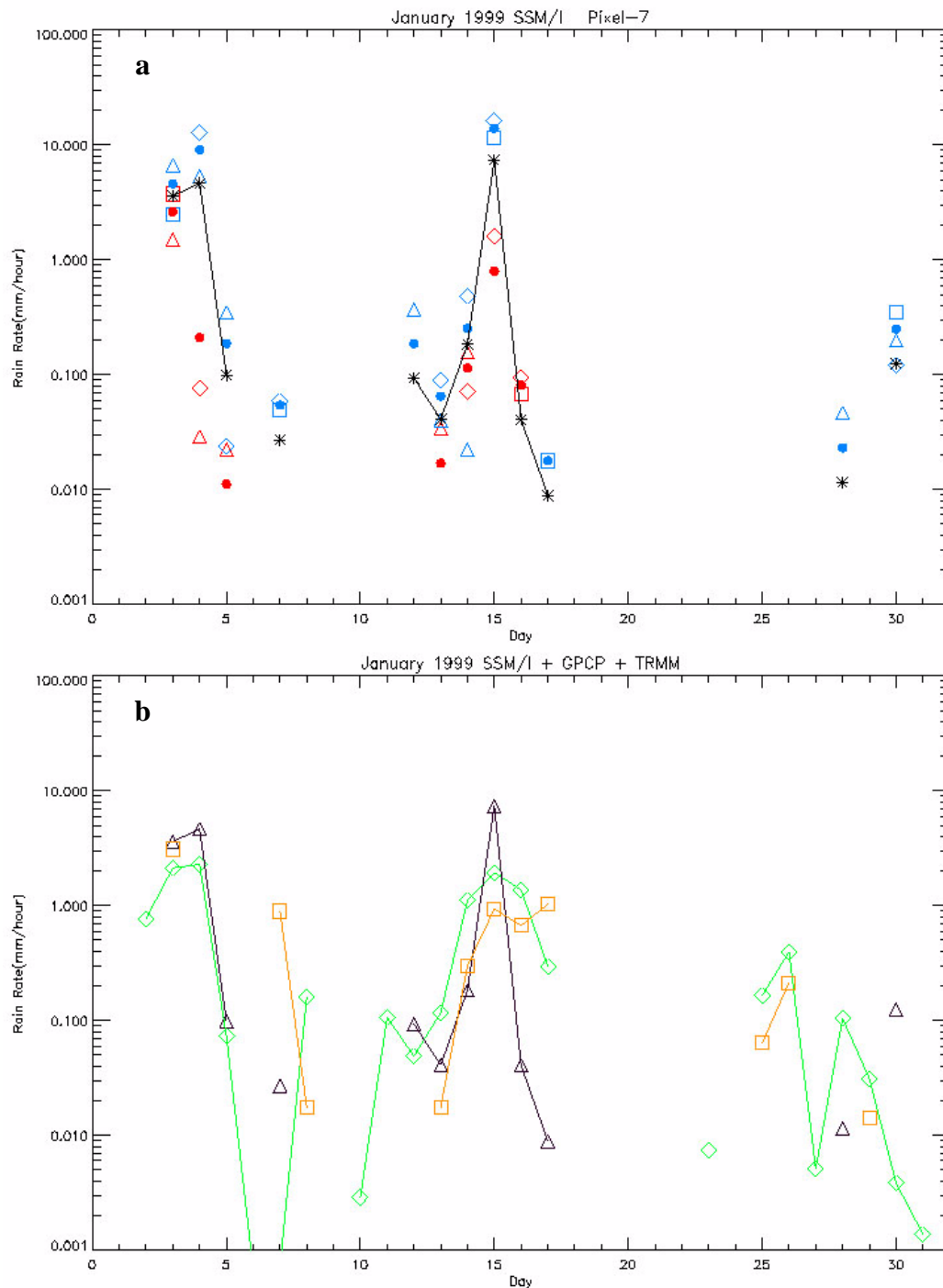
**Figure 5.18** Comme la figure 5-12, mais pour le Pixel-5.

Le Pixel-5 est centré à 61.5°E, 6.5°S où nous avons remarqué un taux élevé de pluie dans la distribution mensuelle de taux moyen de SSM/I, de GPCP et de TMI-3G68. La Figure 5.18 (a) montre des jours pluvieux continus du 11 au 21 janvier. La même situation a été également identifiée par GPCP et TMI-3G68 comme on le voit sur la Figure 5.18 (b). Pendant les 15 jours pluvieux de ce mois, le taux de pluie

plus élevé le matin apparaît 6 jours et l'après-midi 8 jours. En comparant la moyenne du taux moyen quotidien de SSM/I avec GPCP et TMI-3G68 dans la figure (b), GPCP note 23 jours pluvieux contre 15 jours pour SSM/I et 21 jours pour TMI. En outre le GPCP présente 10 fois des valeurs supérieures aux autres estimations. En particulier, pendant les 11 jours pluvieux continus dans ce secteur, la moyenne de SSM/I reste très proche de l'estimation de GPCP.



**Figure 5.19** Comme la figure 5-12, mais pour le Pixel-6.



**Figure 5.20** Comme la figure 5.12, mais pour le Pixel- 7.

Le dernier pixel dans le deuxième groupe est situé à 57.5°E, 3.5°S juste dans le nord-ouest du pixel-5. les conclusions tirées de la figure 5.19 sont les mêmes que pour les autres pixels de la même zone. Il n'y a pas de prédominance du matin sur l'après midi, et les valeurs GPCP sont toujours plus hautes que les autres. Les périodes de pluie continue ne sont pas identifiées de la même manière par les différents stellites, GPCP donnant également les périodes les plus longues. Ceci résulte peut-être de l'inclusion des données de géostationnaires dans GPCP, la couverture nuageuse élevée restant très présente pendant une longue période.

Dans l'ensemble les trois secteurs sur l'océan ouvert ne montrent pas une préférence claire de la pluie de matin ou de la pluie d'après-midi. Pour les observations par satellites individuels de chaque SSM/I, la pluie de matin a été détectée par F-11 pendant 11 fois contre la pluie d'après-midi 14 fois, F-13 pendant 14 fois contre 16 fois, F-14 pendant 18 fois contre 21 fois. La pluie d'après-midi est observée un peu plus souvent, mais si l'on cumule les observations des trois satellites, on obtient une occurrence presque égale de 24 contre 25 jours. Des statistiques des trois secteurs considérés sont montrées dans le Tableau 5.3.

Le dernier groupe que nous avons choisi est représenté par un seul pixel. C'est également un test proche d'une côte (la côte occidentale du Madagascar). Le Pixel-7 est centré à 44.5°E, 20.5°S, il couvre partiellement la terre de Madagascar. Dans la Figure 5.20 (a), SSM/I a observé 12 jours pluvieux dans lequel 11 jours ont un taux de pluie plus élevé de matin contre seulement un jour de taux de pluie plus haut l'après-midi. Le taux moyen montre fortement une dominance de la pluie du matin. Quand on fait la superposition de la moyenne du taux quotidien du GPCP et du TMI avec SSM/I sur la Figure 5.20 (b), le GPCP montre deux fois plus de jours pluvieux (21 jours) que SSM/I (12 jours) et TMI (11 jours). Une forme semblable des courbes d'évolution des taux de pluie SSM/I, GPCP et TMI peut être trouvée à partir du 12 au 17 janvier, même si le taux n'est pas exactement le même. Généralement, le GPCP a toujours un plus grand nombre de jours de taux plus élevé que les autres comme la figure (b) le montre : 8 jours pour GPCP mais seulement 2 jours pour TMI et 6 jours pour SSM/I.

Nous concluons brièvement ici au sujet de l'estimation quotidienne des taux moyen. Pour les cas situés près de la côte, le nombre de cas de pluie et le taux de pluie moyen est beaucoup plus élevé le matin que l'après midi. Ceci suggère un effet géographique dans les secteurs maritimes proches du continent. En revanche, dans l'océan ouvert, on ne retrouve pas cette situation. Au vu de chaque observation par satellite simple SSM/I, l'espérance est de deux observations par jour, une le matin et une l'après-midi pour un secteur spécifique. Mais l'orbite du satellite, compte tenu de sa fauchée, ne permet pas de couvrir la région entière de l'Océan Indien, ainsi nous avons utilisé les trois satellites ensemble pour résoudre cet inconvénient. Cette manière de procéder nous fournit au moins deux observations par jour dans un intervalle de temps entre 6:00 et 9:00 du matin et entre 18:00 et 21:00 l'après midi. TRMM est conçu en principe pour mesurer la précipitation tropicale mais comme le montrent deux exemples sur la Figure 5.13(a) et la Figure 5.17(a), la plupart du temps les secteurs choisis ont été vus une fois par jour pendant un mois. Nous avons examiné les passages de matin et d'après-midi de TMI-3G68 sur sept pixels; nous avons obtenu plus souvent une seule observation que deux observations soit le matin soit l'après-midi. Ceci indique l'importance du prélèvement suffisant d'observation de micro-onde pour la mesure des précipitations par le satellite qui sera l'un des avantages du projet Megha-Tropiques. Nous présenterons ce projet et ses échantillonnages dans l'Océan Indien dans la section 5.6.

Position géographique	Près de la côte à l'ouest de l'Indonésie			Océan Ouvert avec haute fréquence d'occurrence de MCSs			Près de la côte à l'ouest de Madagascar
Pixel	1	2	3	4	5	6	7
Nombre de jours de pluie [J] observés par au moins un SSM/I	26	24	21	15	15	20	12
Nombre de jours [J] au taux de pluie moyen (F11+F13+F14)							
Matin > Soir	<b>18</b>	<b>14</b>	<b>16</b>	8	6	10	<b>11</b>
Soir > Matin	8	10	5	7	9	10	1
Nombre de cas de pluie observés dans un mois (le matin ou le soir)							
F-11: Matin	10	10	7	5	6	6	5
	Total 27			Total 17			
F-11: Soir	2	7	6	5	4	5	2
	Total 15			Total 14			
F-13: Matin	8	7	10	4	2	8	8
	Total 25			Total 14			
F-13: Soir	7	7	4	3	7	6	5
	Total 18			Total 16			
F-14: Matin	8	7	6	3	6	9	7
	Total 21			Total 18			
F-14: Soir	10	11	5	7	6	8	4
	Total 26			Total 21			
Les jours où le taux de pluie de GPCP est le plus élevé [J]	12	8	11	9	10	11	8
Les jours où le taux de pluie TMI est le plus élevé [J]	9	10	6	6	9	6	2
Les jours de taux de pluie SSM/I est le plus élevé de SSM/I	6	9	6	4	1	4	6

**Tableau 5.3** Statistiques du nombre d'événements pluvieux et du taux de pluie moyen observé le matin et le d'après-midi par SSM/I. Nombre de jours présentant le taux de pluie le plus élevé par les mesures de GPCP et TMI-3G68 sur les sept pixels choisis.

Le Tableau 5.3 présente les jours de taux de pluie les plus élevés de GPCP, de TMI et de SSM/I. Nous pouvons encore y remarquer que le GPCP a le plus grand nombre de jours avec les taux les plus hauts, et que le taux TMI est de temps en temps plus haut que SSM/I. En outre, dans la section précédente, le taux de pluie moyen mensuel de GPCP montre une valeur plus élevée que SSM/I ou TMI. Mais dans le taux de pluie moyen quotidien, il est apparent dans les deux cas (près de la côte ou sur l'océan ouvert) que les valeurs quotidiennes en moyenne obtenues à partir de trois satellites



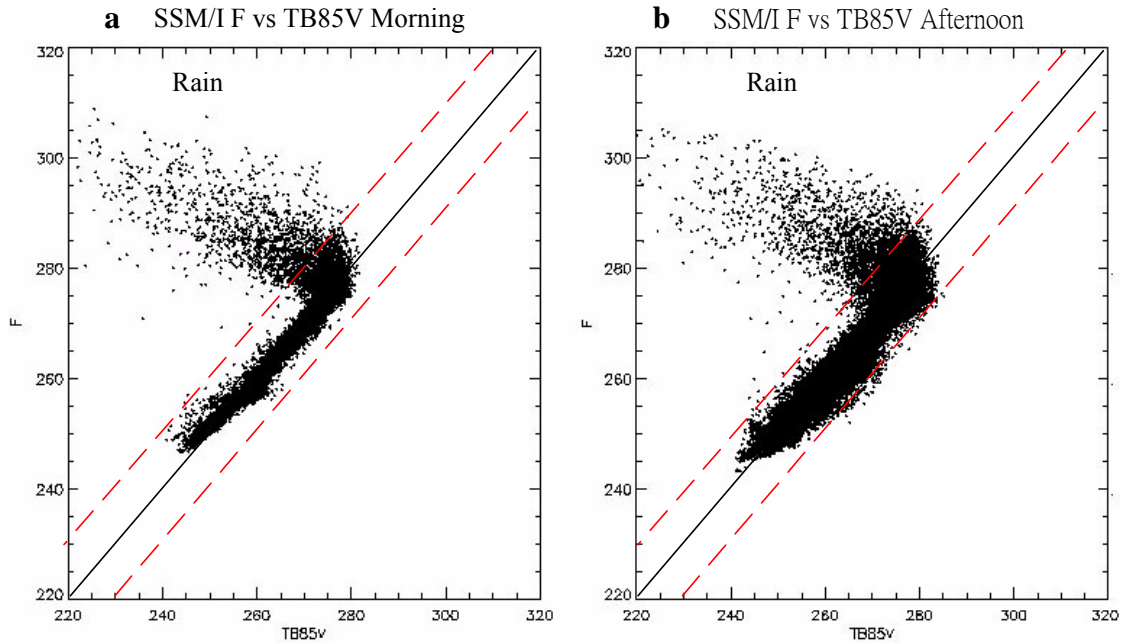
de SSM/I ensemble ont eu beaucoup de jours fournissant des valeurs proches de GPCP.

## 5.5 Echantillonnage de la base de données SSM/I et TMI

Selon la précédente étude sur le taux de pluie moyen mensuel et quotidien, nous avons trouvé généralement une sous estimation de SSM/I comparé à TMI pour la distribution de taux de pluie moyen dans un mois. Dans quelques secteurs, nous avons remarqué un maximum d'anomalie relative là où le taux est bas ; ces situations apparaissent souvent à la frontière de la région d'étude. Ainsi le premier problème que nous voulons étudier est la provenance de cette sous-estimation SSM/I : résulte-t-elle de la limite de la condition de pluie détectée par le Scattering Index de qui entraînerait qu'il y ait eu moins de pixels classifiés pluvieux que dans l'estimation de TMI-3G68 et de GPCP. Deuxièmement, l'algorithme d'estimation de taux de la pluie TMI-3G68 (GPROF) étant différent de notre estimation SSM/I (SI), nous avons retraité les données originales orbitales TRMM TMI-1B11 sur un jour particulier en employant le même algorithme sur celui que nous avons employé pour SSM/I. Ceci permet aussi de comparer ces résultats à TMI-3G68 et à GPCP estimation journalière. Enfin la couverture de chaque pixel de  $1^\circ \times 1^\circ$  est montrée à partir de la vraie couverture orbitale par les passages du matin, et de l'après-midi. Une carte de la distribution quotidienne permet d'examiner les trous de données TRMM et ceux des trois différents satellites de SSM/I.

### 5.5.1 Comparaison des différentes méthodes d'estimation

Comme mentionné dans la section 5.2.3.1, le SI est basé sur des données des canaux 19 GHz, 22 GHz et 85 GHz de polarisation verticale. Si la valeur d'indice est supérieure à 10 K, il sera employé pour identifier les éléments diffusants et cette valeur assure une estimation précise par des mesures à 85 GHz au-dessus de toutes les surfaces. Nous montrons les *Diagrammes de dispersion* du facteur F en fonction de la température de brillance en polarisation verticale à 85 GHz pour les données du matin et de l'après-midi sur les Figures 5.21 (a) et la Figure 5.21 (b) respectivement. On a ajouté deux lignes rouges parallèles pour montrer la région décalée de plus ou moins de 10 K par rapport à la correspondance parfaite. Cette région représente  $F-SI < 10$  K et appartient à la surface de non-dispersion. Ainsi les pixels considérés comme précipitants sont ceux du côté gauche au-dessus de la ligne et sont employés pour calculer le taux de pluie. Le changement de la limite fixée à 10 K augmentera ou diminuera le nombre de pixels pluvieux. Nos tests (non présentés en détail ici) montrent que le nombre de pixels pluvieux augmentent surtout dans le sud de l'Océan Indien chaque fois qu'on diminue le seuil de 1 K. En outre, ces pixels (à l'origine de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) ne sont pas associés à des valeurs très élevées de taux de pluie, mais ils peuvent contribuer au taux cumulé de chaque pixel de  $1^\circ \times 1^\circ$  pixel, augmenter le taux moyen et naturellement le taux de pluie moyen cumulé zonal mensuel. Dans notre étude, nous ne modifions pas la définition du seuil de SI ni l'algorithme du facteur F.



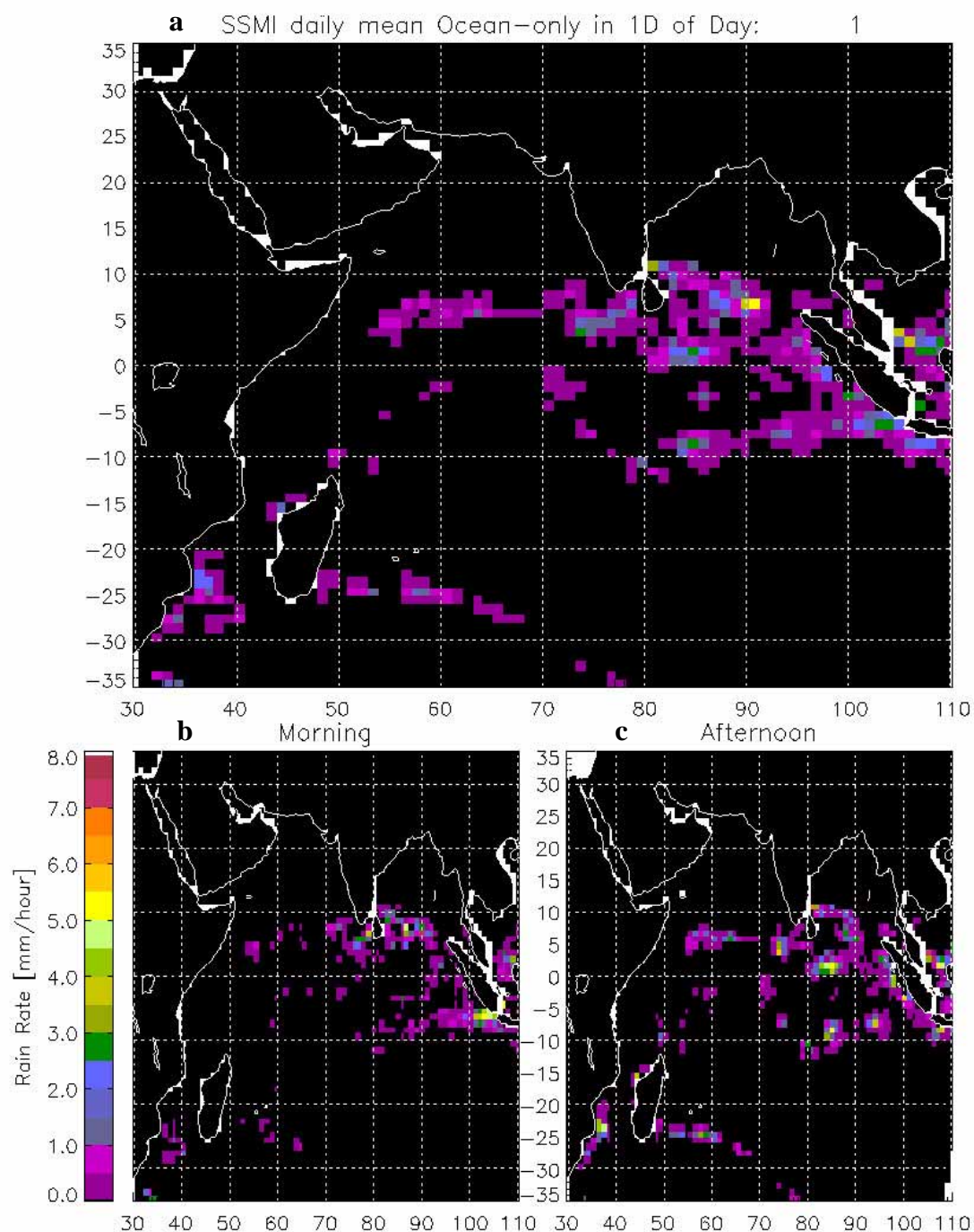
**Figure 5.21** Diagrammes de dispersion. Les comparaisons entre le facteur dérivé  $F$  et la température de brillance réelle en polarisation  $V$  à 85 GHz pour des mesures de trois satellites de DMSP combinés dans (a) les données de matin, (b) les données d'après-midi. Les lignes tiretée parallèles représente un décalage de  $\pm 10$  K de la ligne idéale.

Ensuite, nous considérons les données SSM/I, TMI-3G68 et TMI-1B11 du 1<sup>er</sup> janvier 1999 pour montrer un exemple de la distribution quotidienne du taux de pluie moyen. La Figure 5.22 (a) montre les données combinées par trois satellites SSM/I dans une estimation du taux moyen du jour considéré, les figure (b) et (c) montrent les mesures de taux de pluie du matin et de l'après-midi respectivement.

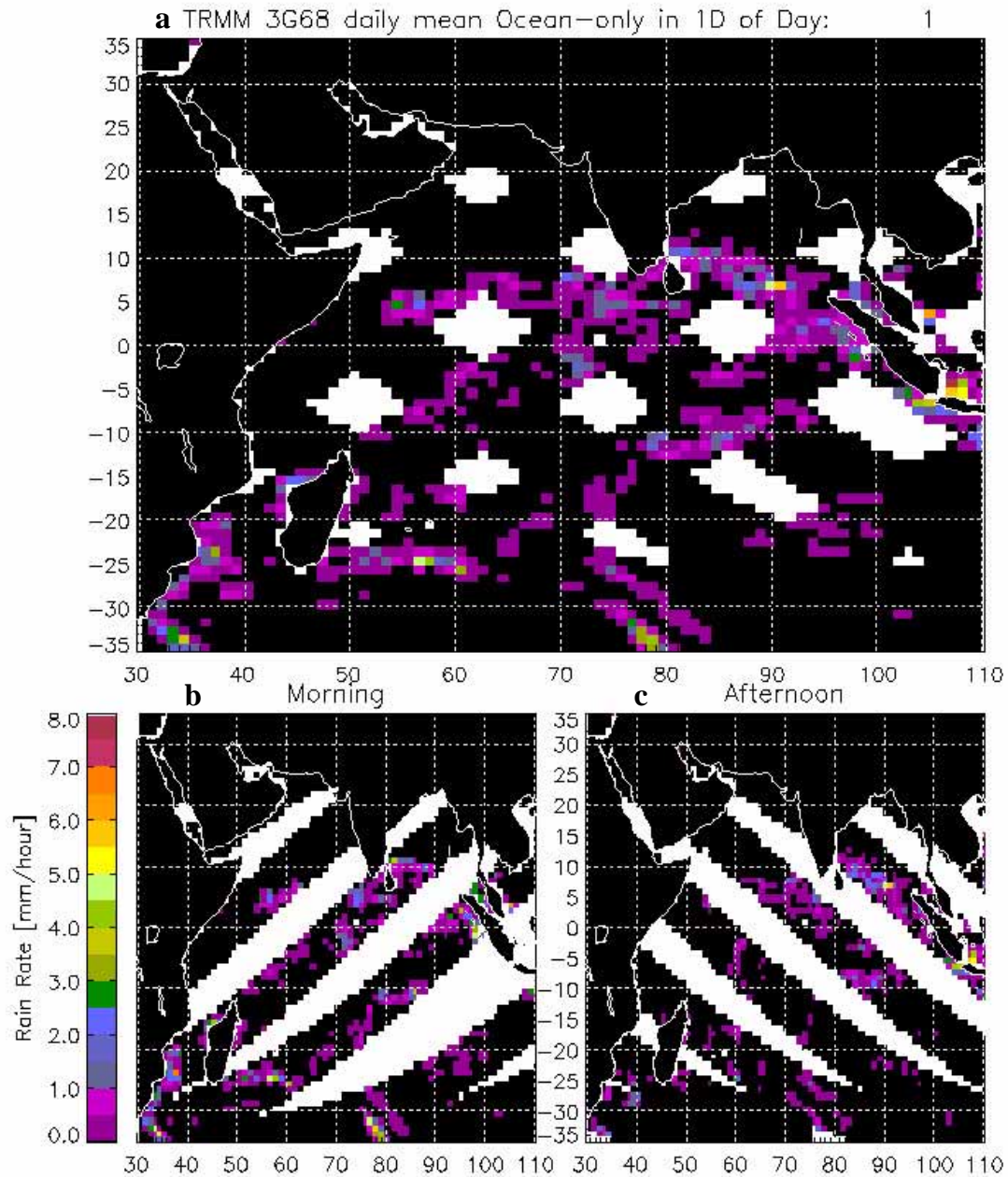
Quelques secteurs blancs près de la côte indiquent que le centre du pixel est sur la terre. Le calcul du taux moyen quotidien sur figure (a) est très simple; c'est juste la somme des taux du matin et de l'après-midi. Selon ces cartes de taux de pluie, les précipitations sont la plupart autour du continent le matin ou l'après-midi. Cependant dans une observation d'après-midi, quelques groupes de pixels pluvieux apparaissent au-dessus de l'océan et loin du continent. Ces groupes ont une caractéristique commune qui est que des pixels peu pluvieux (couleur bleue) entourent des pixels à taux de précipitation plus élevé (couleur verte). Nous pouvons vérifier sur les images IR quotidiennes que ces groupes appartiennent à des MCSs.

La carte de la précipitation de TMI-3G68 du 1<sup>er</sup> janvier 1999 montre une vue différente : Figure 5.23. Les cartes de matin et d'après-midi dans la figure (b) et (c) montrent une couverture très partielle (zones blanches). Même la carte quotidienne qui combine les données présente des trous importants. Comparant cette carte (a) avec la carte précédente de SSM/I (a), la carte de TMI montre évidemment des pixels plus pluvieux que l'estimation de SSM/I. Près de la région côtière, nous trouvons une forme semblable de distribution (comme près de la côte occidentale de Sumatra, de la région est du Sri Lanka, du sud-est du Madagascar et de la côte est de l'Afrique du Sud. Mais dans le sud de l'Océan Indien (au sud de 10°S), la carte de SSM/I ne

montre presque aucune pluie alors que TMI indique des traces de précipitations.

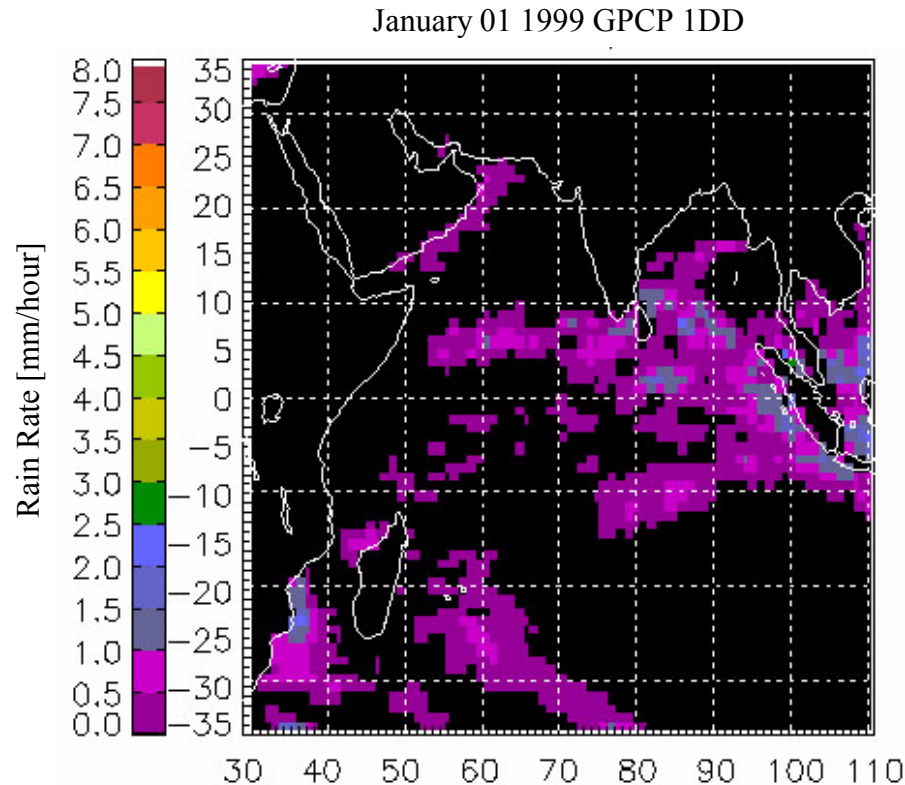


**Figure 5.22** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures combinées trois satellites SSM/I (F-11, F-13 et F-14) au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi ; (b) Taux moyen de pluie du matin ; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.



**Figure 5.23** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de TRMM TMI-3G68 au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi; (b) Taux moyen de pluie du matin; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.





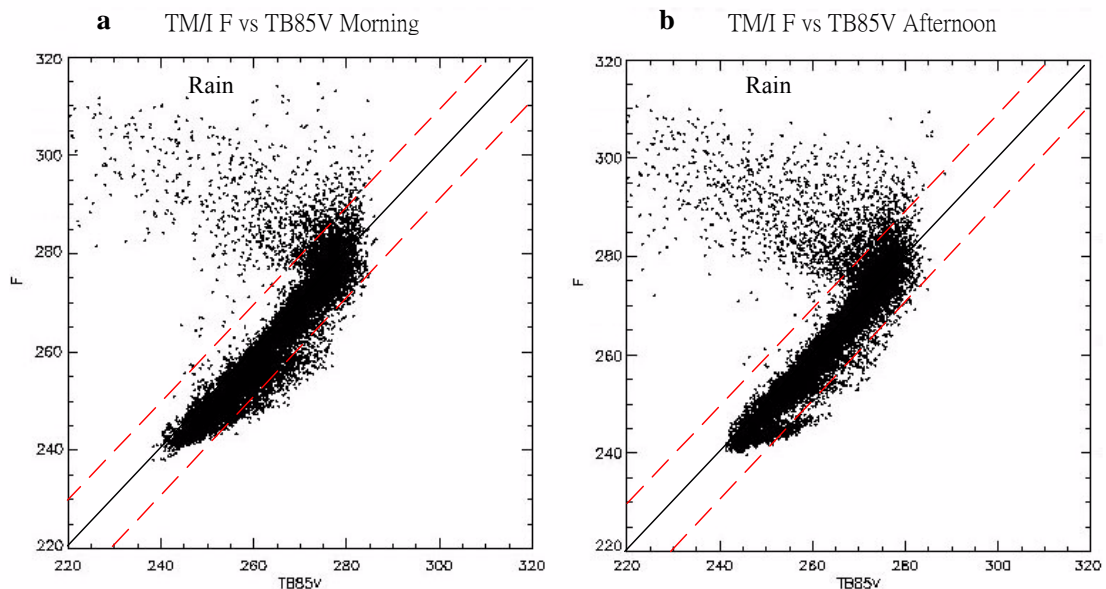
**Figure 5.24** Taux de pluie de GPCP 1DD du 1<sup>er</sup> janvier 1999 dans la région l'Océan Indien.

La carte moyenne quotidienne du taux de pluie de GPCP du 1<sup>er</sup> janvier 1999 de la Figure 5.24 fournit une distribution complète de données et une estimation homogène des taux allant de 0 à 2.5 mm/heure. Cette carte montre de nombreux pixels plus pluvieux que les estimations de SSM/I et de TMI-3G68 et agrandit les domaines identifiés de précipitations des deux observations antérieures. Par exemple, sur le côté occidental de Sumatra, le secteur de couverture de précipitations est beaucoup plus grand que pour SSM/I et TMI. La même situation existe sur le côté est de l'Afrique du Sud. En outre, le SSM/I ne montre pas une longue bande de secteur de précipitations entre 55°E à 80°E et 20°S à 35°S, alors que TMI montre deux secteurs séparés et que GPCP montre un secteur continu. Il est difficile de dire quel algorithme d'estimation de précipitations est le meilleur, particulièrement dans l'océan ouvert, puisqu'il n'y a aucune validation au sol pour comparer les mesures satellitaires. On peut raisonnablement penser cependant que GPCP, élargit trop les zones de précipitations, en utilisant les données IR des géostationnaires (AGPI). Le GPCP, s'il est bien adapté pour les moyennes mensuelles, lisse vraisemblablement beaucoup trop les champs quotidiens.

Dans la suite, nous utilisons les données TMI-1B11 en température de brillance aux fréquences semblables aux canaux SSM/I (19.35 GHz, 21.3 GHz et 85.5 GHz en polarisation-V) et appliquons l'algorithme de SI pour examiner l'estimation du taux de pluie. Ceci doit permettre de mieux évaluer l'effet de l'échantillonnage différent des deux moyens d'observation.

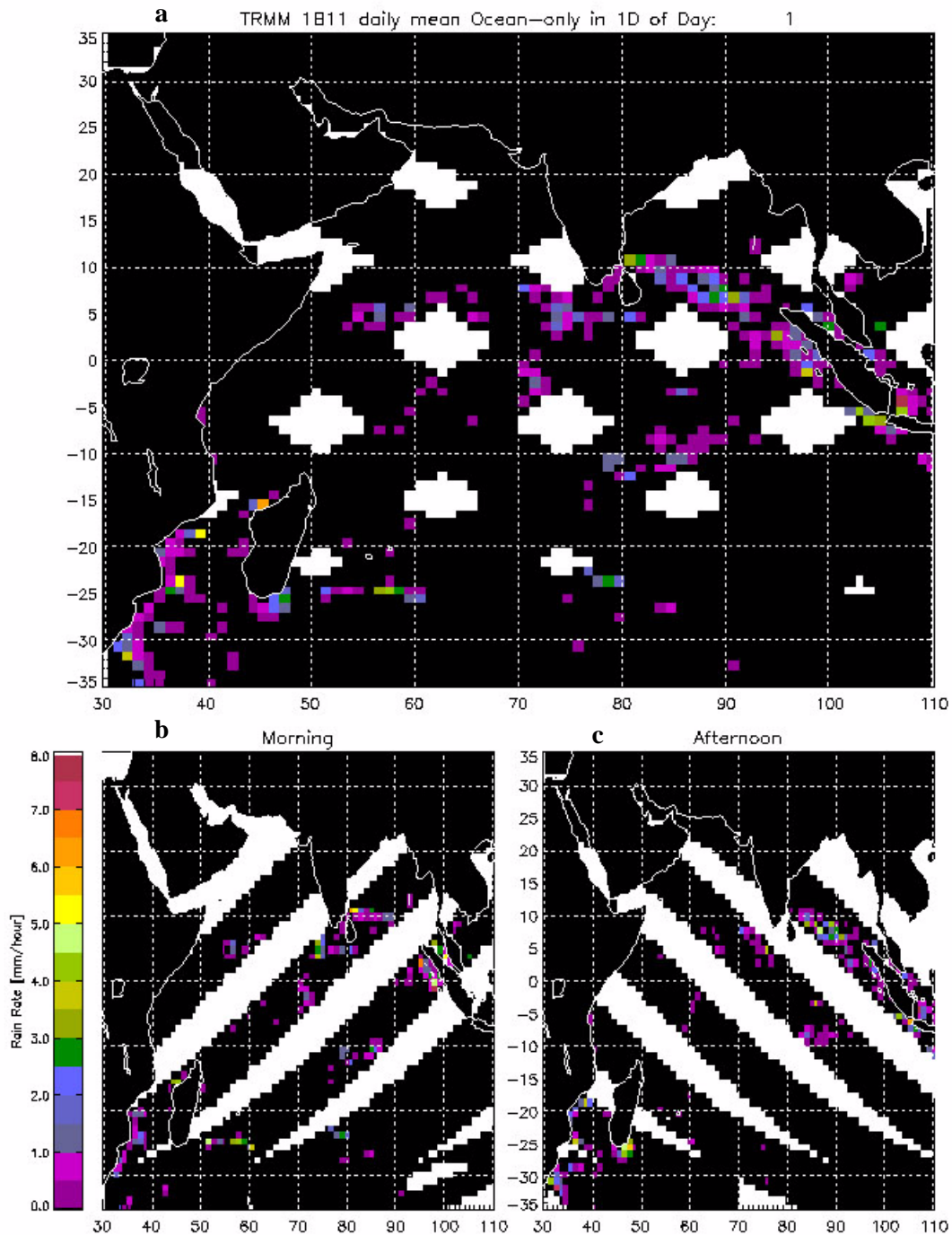
### 5.5.2 Application du Scattering Index avec les données TMI-1B11

Les données TMI-1B11 fournissent la température de brillance originale dans les canaux de chaque fréquence de TMI et les deux polarisations. Nous projetons d'abord ici les données des canaux 19.35 GHz, 21.3 GHz et 85.5 GHz en polarisation-V sur la grille de la carte METEOSAT-5 et les enregistrons sous le format de NetCDF, selon la même méthode que nous avons fait subir aux données orbitales de SSM/I. On utilise alors le même algorithme d'estimation de taux de pluie que SSM/I. La Figure 5.25 montre les diagrammes de dispersion du facteur  $F$  contre la température de brillance en polarisation V à 85GHz le matin et l'après-midi. Deux lignes rouges parallèles s'ajoutent pour montrer le déplacement de plus ou moins 10 K par rapport la ligne idéale (noir), cette région représente le  $F-SI < 10$  K et appartient à la surface de non-dispersion définie par Grody [1991].



**Figure 5.25** Diagrammes de dispersion entre le facteur dérivé  $F$  et la température de brillance réelle en polarisation V à 85GHz, pour les mesures du satellite TRMM TMI-1B11 dans (a) les données du matin, (b) les données de l'après-midi. Les lignes tirées parallèles représentent un décalage de  $\pm 10$  K de la ligne idéale.

Les diagrammes de dispersion de TMI-1B11 ont les mêmes formes générales de distribution que ceux de SSM/I, mais le SSM/I montrait des points plus concentrés dans la zone limitée par les lignes rouges. Les calculs de TMI-1B11 montrent plus de points situés au delà de la ligne rouge du côté droit. Il semble que les résultats de TMI ont un décalage de 5 K vertical pour le 85 GHz.



**Figure 5.26** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de TRMM TMI-1B11 au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi ; (b) Taux moyen de pluie du matin ; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.

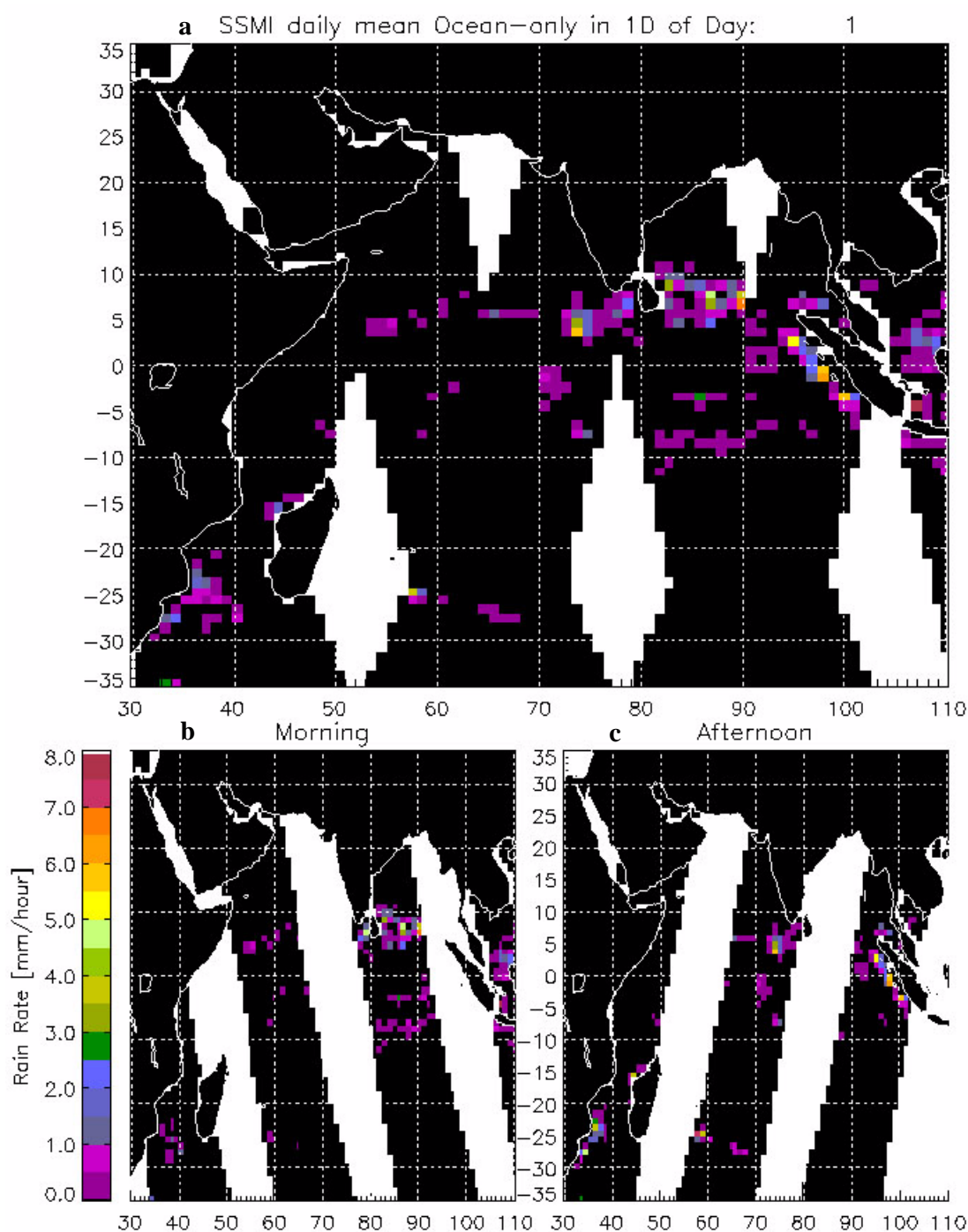
Sans aucune modification du seuil 10 K, nous transférons les calculs de SI de TMI en estimation de taux de pluie. Les Figures 5.26 (a) à (c) donnent le taux de pluie moyen quotidien le 1<sup>er</sup> janvier 1999. Le résultat du taux moyen quotidien montre vraiment moins de pixels pluvieux que TMI-3G68 ; les pixels pluvieux le sont même beaucoup moins que l'estimation par les trois satellites de SSM/I combinés. Ce résultat provient à la fois du manque de données par rapport à l'ensemble des trois satellites (régions blanches), et aussi de la mauvaise adaptation de l'algorithme SI aux

canaux TMI (voir le diagramme de dispersion plus haut). Fondamentalement, les secteurs pluvieux sur la carte de SSM/I peuvent également être trouvés sur la carte TMI-1B11. L'inconvénient majeur de TMI-1B11 est identique à celui de TMI-3G68, c'est le problème de l'échantillonnage des données. Par exemple, sur le côté occidental de Sumatra, il n'y a aucune observation TMI dans la partie du sud de cette île, mais la carte d'estimation combinées SSM/I montre qu'il y a des précipitations importantes dans cette région. Un autre cas se produit dans le sud de Sri Lanka : dans l'après-midi, SSM/I a observé un groupe de pixels à haut taux de pluie mais TMI n'a aucun passage. Les cartes quotidiennes de TMI expriment un plus mauvais échantillonnage de données que SSM/I, parce que nous avons adopté trois données de satellites SSM/I ensemble. On discute dans la prochaine section des données SSM/I satellites individuels.

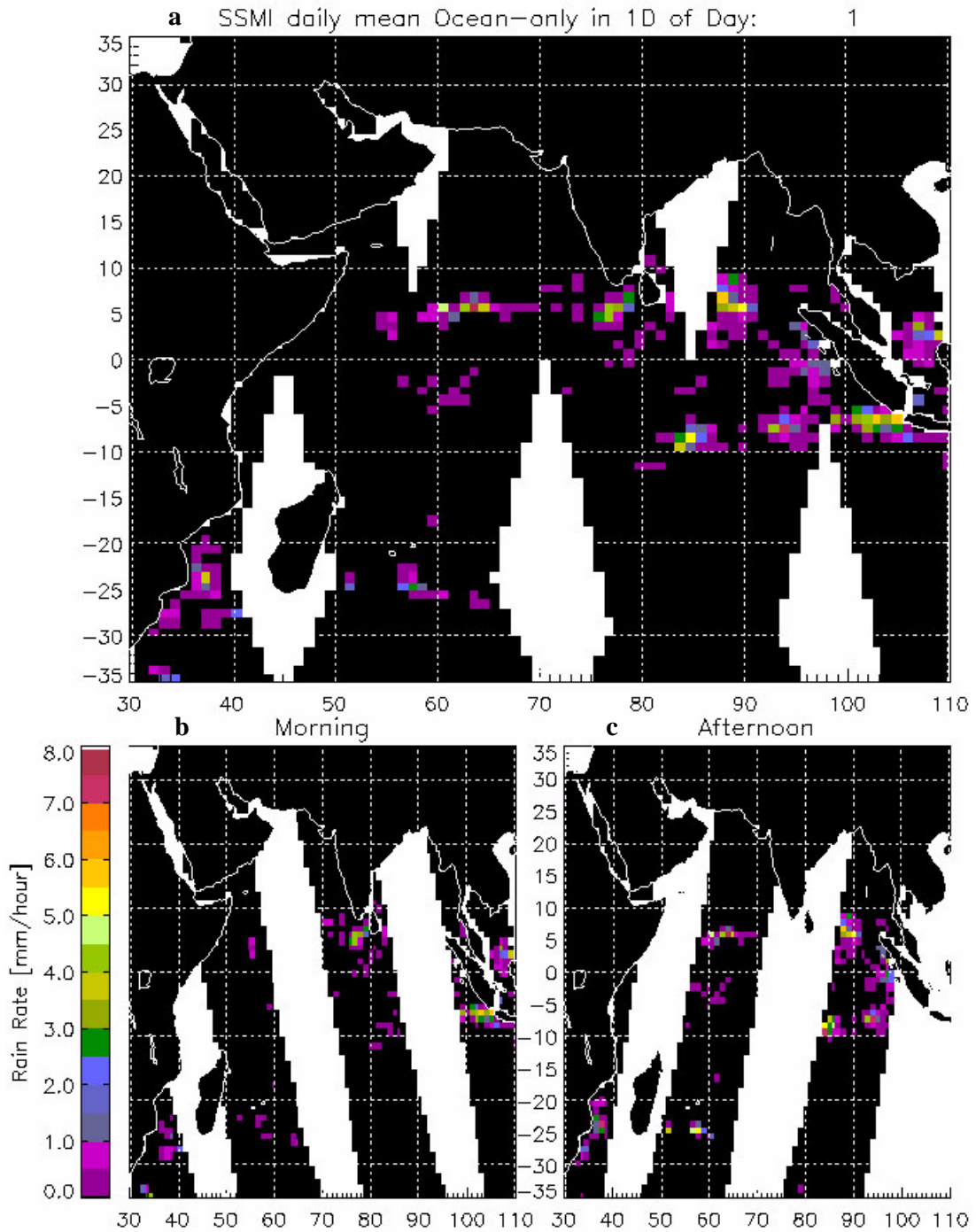
### 5.5.3 Observation par un seul satellite DMSP

L'idée principale de cette section est de montrer ce que produit le passage orbital d'un seul satellite DMSP pour l'estimation de taux de pluie. Les Figures 5.27 à 5.29 représentent les passages des satellites F-11, F-13 et F-14 le 1<sup>er</sup> janvier 1999. Par rapport au satellite TRMM qui a environ 5 passages le matin et 6 l'après-midi, les satellites F-11 ou F-13 ont 4 passages le matin et 3 l'après-midi individuellement, F-14 a 3 passages le matin et 4 l'après-midi. Ces trois satellites ont un temps de passage différent de sorte que leur combinaison puisse fournir au plus deux fois des données au même point pendant demi journée. Par exemple, pour la région entre 45°E et 60°E l'après-midi, F-11 a une faible couverture, F-13 une couverture partielle, et F-14 une couverture complète. Mais par contre nous remarquons une couverture faible aux deux extrémités de la région d'étude comme à l'ouest de Madagascar et sur l'océan au sud de l'Indonésie. Notre objectif serait de recueillir plus d'une observation par jour pour un même point, afin de conforter la mesure des pluies quotidiennes. Il est clair qu'un seul satellite n'y suffit pas, qu'il soit sur une orbite héliosynchrone (DMSP) ou à précession (TRMM). La combinaison de plusieurs satellites donne évidemment de meilleurs résultats, mais dans le cas des trois DMSP disponibles, elle laisse encore beaucoup de régions sous-échantillonnées.

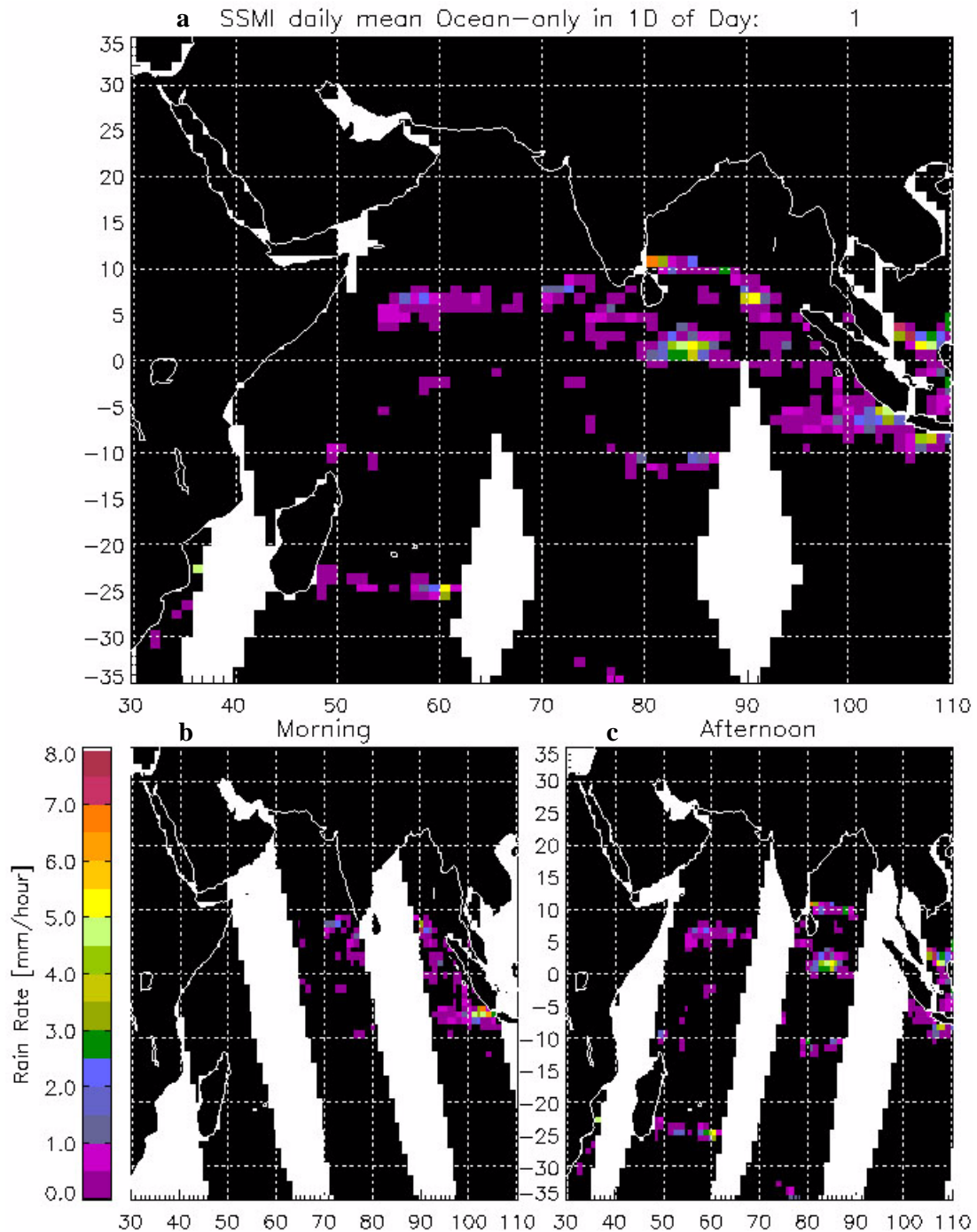




**Figure 5.27** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de DMSP F-11 avec 7 orbites au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen le matin et l'après-midi; (b) Taux moyen de pluie du matin; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.



**Figure 5.28** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de DMSP F-13 avec 7 orbites au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi; (b) Taux moyen de pluie du matin; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.



**Figure 5.29** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de DMSP F-14 avec 7 orbites au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi; (b) Taux moyen de pluie du matin; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.

Par conséquent la raison possible de la basse valeur d'estimation pour SSM/I est non seulement liée à la limitation des possibilité de la méthode du Scattering Index mais également au nombre de prélèvement de données dans la région spécifique (qui est comblé de façon approximative par GPCP). Nous présentons dans la prochaine section les propriétés statistiques de chaque satellite que nous avons utilisé dans notre étude et présentons une comparaison au nouveau projet Megha-Tropiques. Ce nouveau satellite est comme son nom l'indique conçu pour examiner la région

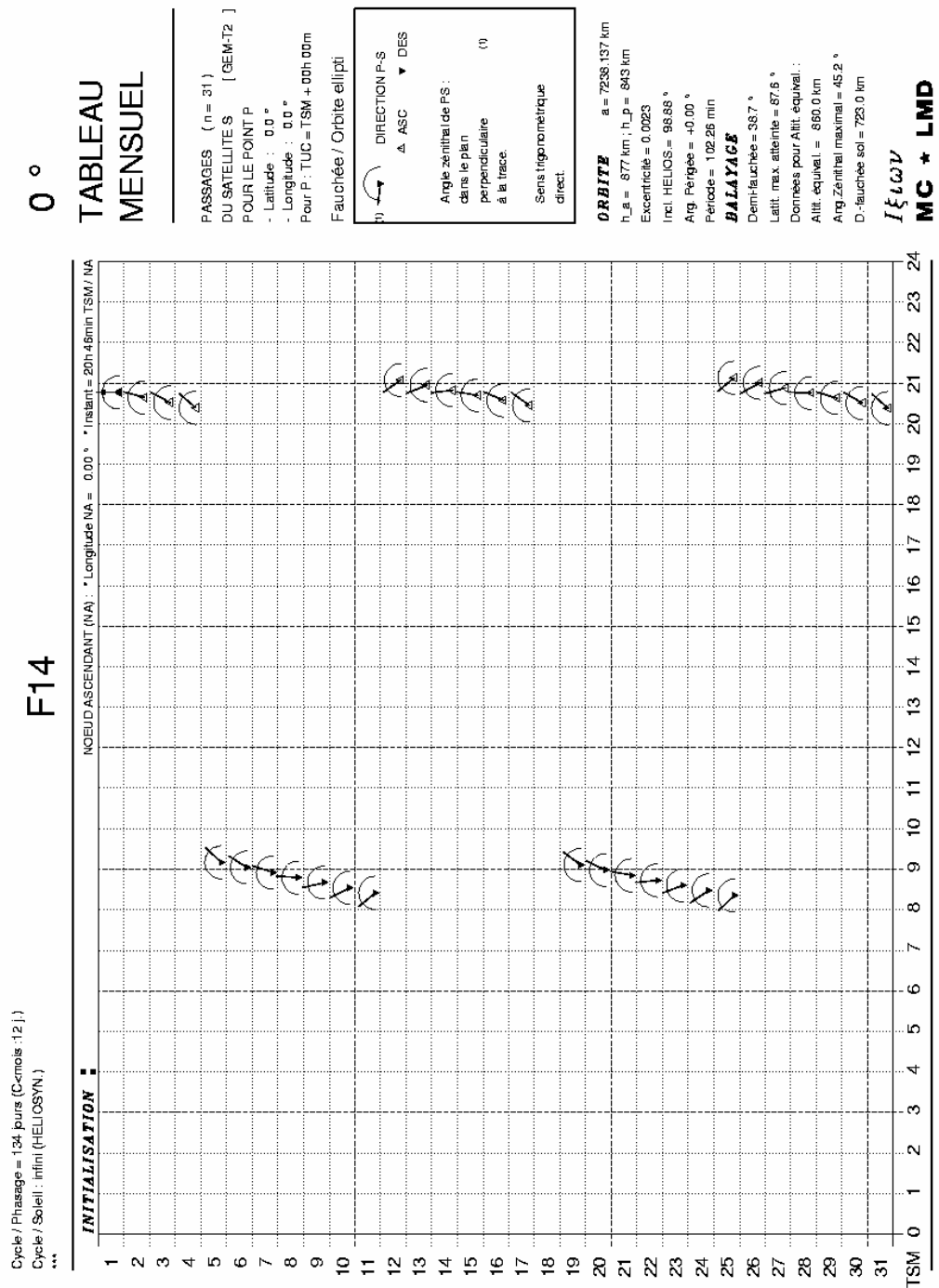
tropicale globale entre 23°N et 23°S et a pour but d'améliorer l'échantillonnage de cette région

## **5.6 Comparaison des échantillonnages pour les différentes orbites des satellites**

Dans la section précédente, nous analysons les vraies mesures de satellites dans une grille de 1°X1°. Pour les données des trois satellites porteurs de SSM/I ou les données de TRMM TMI, Il y a toujours des trous d'observations, même si nous combinons les données du matin et de l'après-midi. La seule exception est la combinaison de l'ensemble de trois satellites DMSP. Par conséquent cette section discutera les caractéristiques de passage d'orbite de chaque satellite comprenant le DMSP-SSM/I, TRMM-TMI et présentera aussi les passages prévus pour Megha-Tropiques. Les figures sont obtenues grace aux logiciels développés par Michel Capderou au LMD, Ecole Polytechnique.

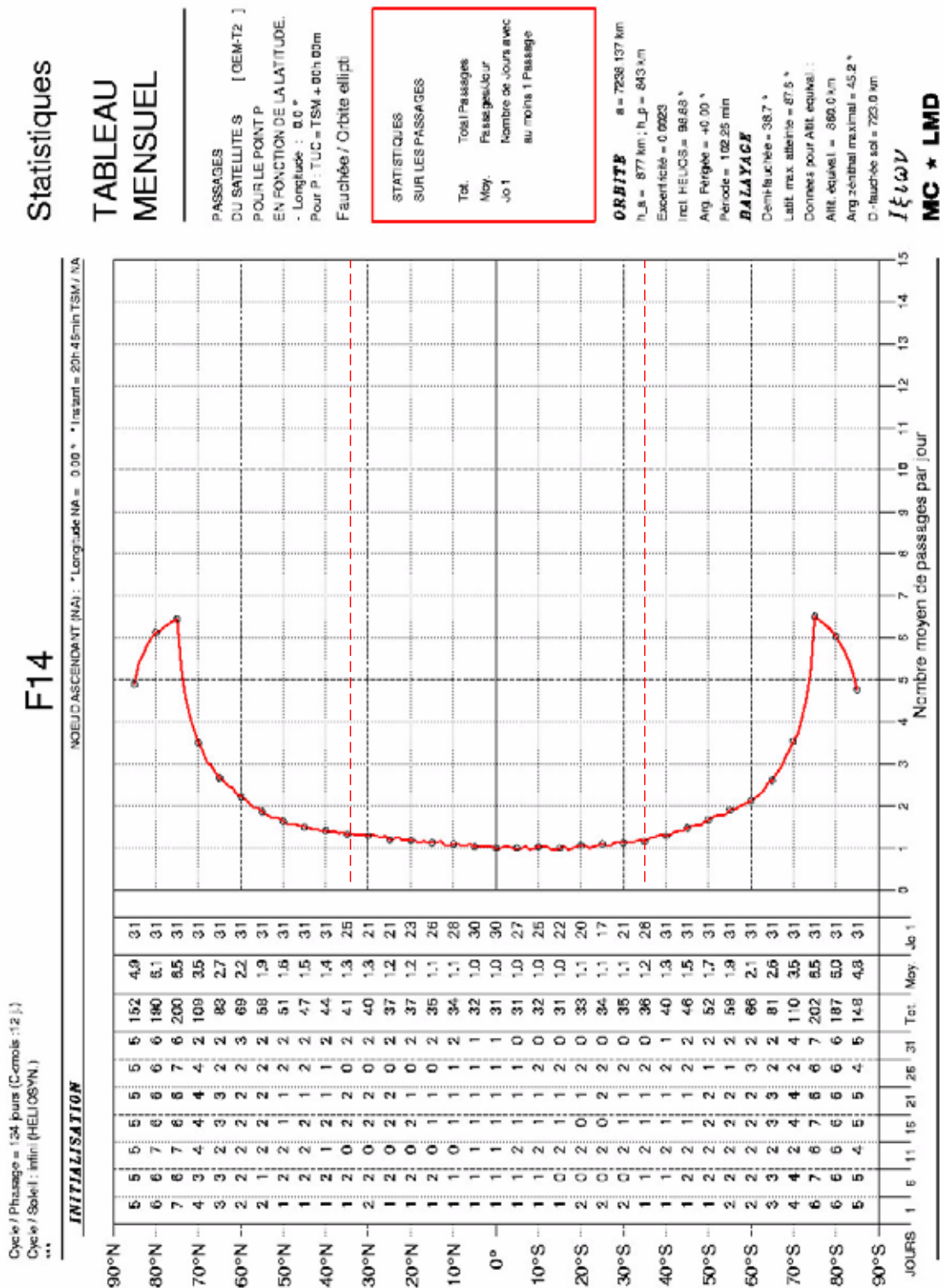
### **5.6.1 Orbite DMSP (SSM/I)**

Nous montrons d'abord sur la figure 5.30 les passages mensuels du satellite DMSP F-14 SSM/I pour un point P à l'équateur. L'axe des X représente le temps local dans un jour et l'axe des Y représente le jour dans un mois. Le temps de passage est entre 8:00 et 9:00 le matin et 20:00 et 21:00 le soir et la demi-fauchée sur la terre est 723 km. Fondamentalement, ce point P est observé presque une fois chaque jour, mais il n'y aucun passage le 18<sup>ème</sup> jour et deux passages le 25<sup>ème</sup> jour. Les deux autres satellites, F-11 et F-13 présentent approximativement les mêmes configurations d'observations. Si nous changeons la latitude, un point spécifique peut avoir plus de passages par jour. L'Annexe-4 documente toutes les autres figures de passage mensuelles à des latitudes différentes pour F-11, F-13 et F-14.



**Figure 5.30** Heures de passage de SSM/I au dessus d'un point  $P$  à  $0^\circ$ , pendant un mois, pour le satellite DMSP F-14. L'axe des  $X$  représente l'heure locale et l'axe des  $Y$  représente le jour du mois.





**Figure 5.31** Tableau mensuel de nombre moyen de passages quotidiens de SSM/I sur F-14 pour le point P. L'axe des X représente le nombre et l'axe des Y représente la latitude.

Les statistiques du nombre moyen de passages de F-14 pour un mois sont montrées sur la Figure 5.31, la même distribution pour F-11 et F-13 peut également être trouvée dans l'Annexe-4. Dans la région de l'Océan Indien entre 35°N et 35°S, le nombre

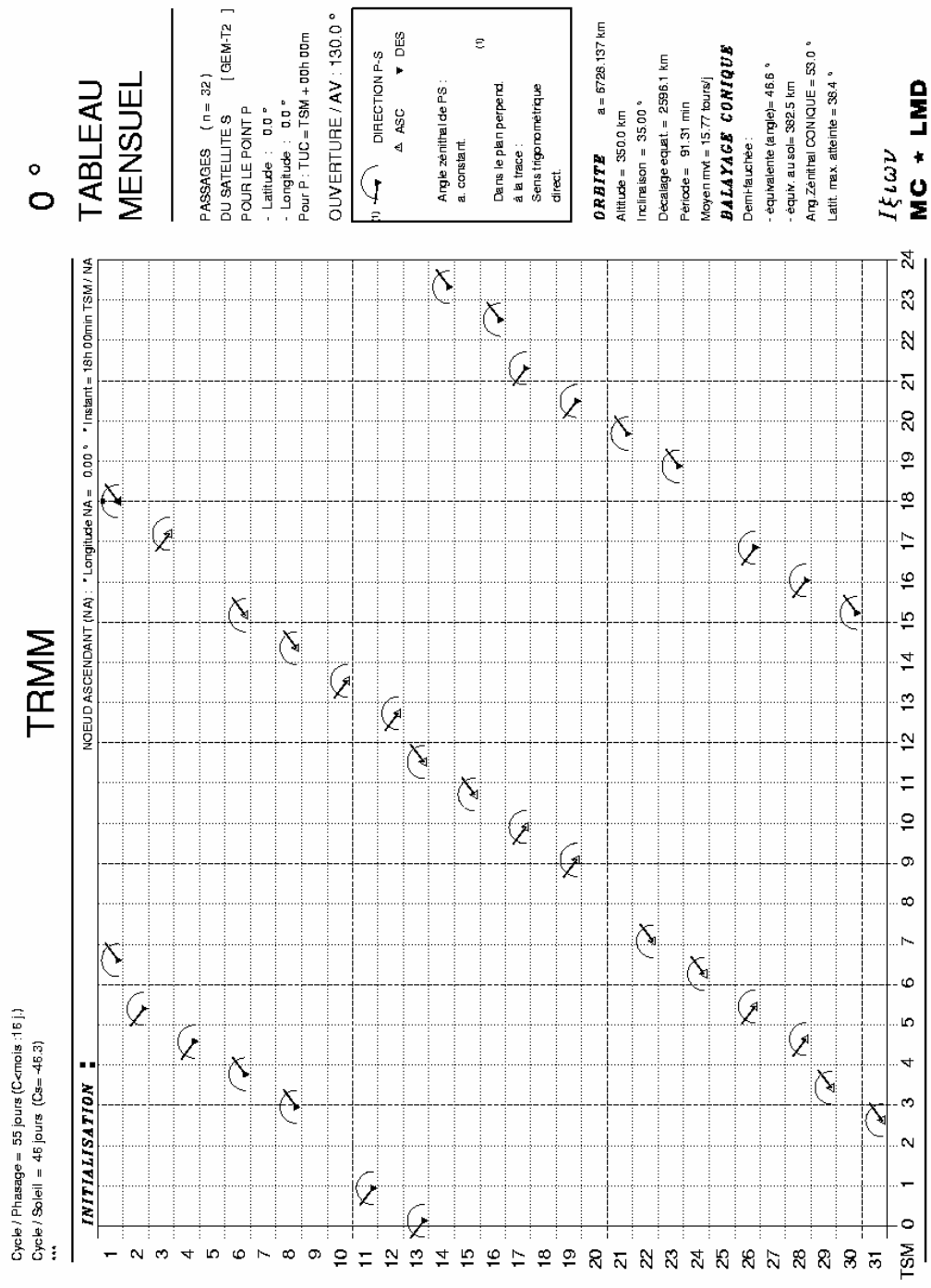
total de passages pendant un mois varie de 21 à 41 pour le satellite DMSP F-14. Généralement la statistique du passage moyen est d'au moins une fois par jour dans ce secteur; le maximum de 6 fois par jour n'apparaît pas ici mais aux latitudes 75°N et 75°S.

### 5.6.2 Orbite TRMM (TMI)

Nous montrons sur la figure 5.32 l'échantillonnage par TMI d'un point P à l'équateur pendant un mois. L'axe X représente le temps local dans un jour et l'axe Y représente le jour dans un mois. TMI est un instrument à balayage conique et sa demi fauchée sur la terre est d'environ 382 km. Au point P de l'équateur, les nombres de passages chaque jour ne sont pas constants, quelques jours ont seulement un passage, quelques jours deux (orbites montantes et descendantes) et quelques jours aucun. Les autres figures de passage pour un point P à différentes latitudes sont montrées dans l'Annexe-4.

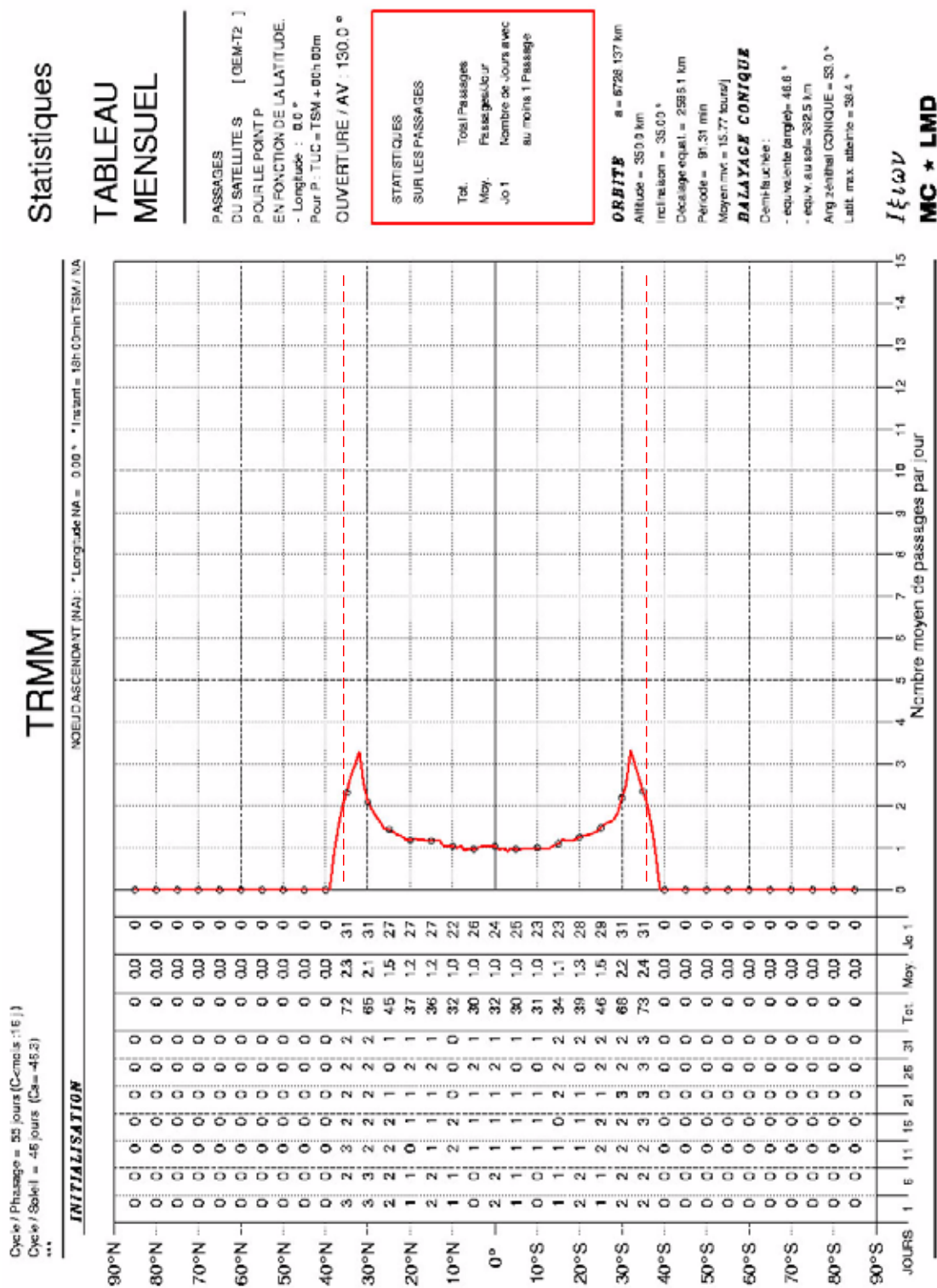
Le tableau de statistique de TRMM montre le nombre de passages entre 35°N et 35°S (Figure 5.33). la couverture est d'au moins 30 passages près de l'équateur et augmente vers 35°N et 35°S à plus de 70 passages. Ainsi le nombre moyen d'au moins une fois par jour jusqu'au maximum de 3 fois dans cette région.

Comparant le passage de TRMM au satellite de DMSP, pour un point P à l'équateur pendant un mois, le nombre de passages total est presque identique. Même si nous agrandissons la région de 10°N à 10°S, les deux satellites ne passent en moyenne qu'une fois chaque jour pour un point P. L'avantage de TRMM ici est que son nombre de passage augmente très rapidement à partir de 10° de chaque côté de l'équateur jusqu'à la limite de 35° alors que les satellites de DMSP ne montrent pas d'augmentation significative du nombre de passages.



**Figure 5.32** Heures de passage du TMI à bord de TRMM au dessus d'un point P à 0°N, pendant un mois. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois. La forme de balayage de TMI est conique.





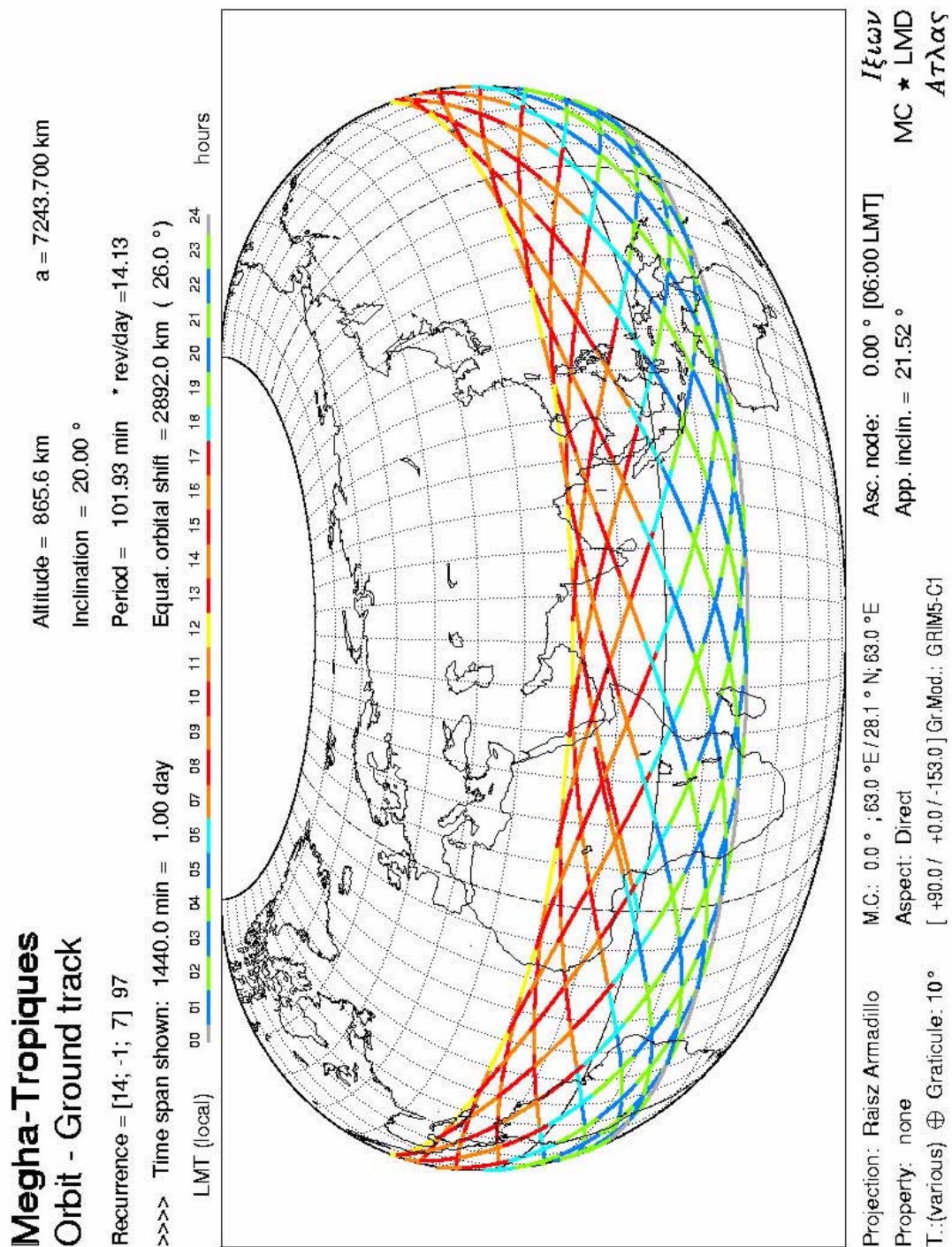
**Figure 5.33** Tableau mensuel de nombre moyen de passages sur TRMM pour le point P. L'axe des X représente le nombre et l'axe des Y représente la latitude.

Si on considère le nombre de jours pour au moins un passage pendant un mois, les satellites de DMSP ont moins de jours que TRMM entre 20° et 35° de latitude N et S. Avec les satellites actuels, il est donc très difficile d'obtenir un échantillonnage suffisant des régions équatoriales et tropicales. La combinaison des trois satellites DMSP n'offre pas non plus un échantillonnage très satisfaisant en raison de leurs heures de passages peu différentes. Dans l'avenir, le projet d'une constellation de satellites GPM devrait fournir une meilleure couverture spatio-temporelle, mais ces satellites polaires laisseront toujours des trous en régions tropicales. C'est pourquoi un nouveau projet spécifique « Megha-Tropiques » a été conçu pour étudier la région tropicale avec un instrument semblable à SSM/I et TMI. L'orbite particulière de ce satellite devrait, entre autres, être bénéfique pour un meilleur échantillonnage des précipitations tropicales.

### 5.6.3 Projet Megha-Tropiques et son orbite

Le satellite Megha-Tropiques est conçu pour améliorer l'échantillonnage temporel et spatial et améliorer les statistiques du bilan de l'eau et de l'énergie dans l'atmosphère tropicale et pour décrire l'évolution des systèmes aux échelles en temps appropriées. Le principe de cette mission est d'obtenir un meilleur prélèvement sur la zone intertropicale, avec ses instruments passifs en micro-ondes. Les objectifs scientifiques sont premièrement d'améliorer la connaissance du cycle de l'eau dans la région intertropicale, pour évaluer ses conséquences sur le budget de l'énergie. Deuxièmement d'étudier le cycle de vie des systèmes convectifs tropicaux au-dessus de l'océan et des continents, ainsi que les conditions environnementales de leur apparition et de leur évolution, et les transports associés de la vapeur d'eau. Ce projet fournira également des données au sujet des événements extrêmes affectant les pays tropicaux, comme les cyclones tropicaux et les systèmes convectifs produisant des précipitations fortes.

L'avantage de cette mission est la répétition de la mesure dans les tropiques. L'orbite du satellite a une inclinaison sur l'équateur de 20° et a une altitude de 870 km pour permettre une large fauchée des instruments. Un tel satellite combine le meilleur choix de l'inclinaison de l'orbite pour la zone tropicale, des possibilités de balayage des instruments et de l'altitude de l'orbite. La limitation de fauchée est déterminée principalement par l'imageur micro-onde qui a un balayage conique. Les simulations de la Figure 5.36 montrent qu'il est possible d'obtenir une répétition de plus de 3 observations par jour de chaque point de la zone située entre 23°S et 23°N, en atteignant plus de 5 fois par jour autour de 13°N et de 13°S.



**Figure 5.34** Orbite globale de Megha-Tropiques pendant un jour. Le centre de carte est à 63°E. L'altitude du satellite est à 865.6km au-dessus de la surface, la inclination est 20°, la période est environ 102 minute, et le décalage avec la prochaine trace à l'équateur est 2892 km.

Les instruments principaux sur ce satellite sont :

- MADRAS : une imageur micro-ondes visant principalement à étudier les propriétés des précipitations et des nuages, y compris la glace au sommet des nuages. C'est un type d'instrument semblable à SSM/I avec un canal additionnel à 157 GHz.
- SAPHIR : une sondeur micro-onde pour restituer la distribution 3D de la vapeur d'eau atmosphérique. Il a 6 canaux dans la bande de 183 GHz.
- ScaRaB : un radiomètre consacré à la mesure des flux radiatifs sortants au-dessus de l'atmosphère.

Sur la Figure 5.34, nous montrons un jour orbite de Megha-tropiques projetée sur la terre. Le centre de la carte est à 63°E, la même longitude que METEOSAT-5 au-dessus de l'Océan Indien. Le noeud montant est à 6:00 du matin à l'équateur. Si nous limitons la région à notre secteur d'étude, il y aura au moins 5 passages en montant et cinq passages en descendant.

Nous décrivons particulièrement les caractéristiques spectrales de MADRAS parce qu'il est approprié à notre étude. MADRAS est une imageur micro-ondes, avec un balayage conique (angle 56° d'incidence) qui vise à étudier les systèmes de nuage, un canal à 157 GHz est présent afin d'étudier les nuages de glace au niveau élevé liés aux systèmes convectifs. Les fréquences et les polarisations sont énumérées ci-dessous :

Fréquences	Polarisation	Résolution	Applications
18.7 GHz $\pm$ 100 Mhz	H + V	40 km	pluie sur l'océan et vent à la surface
23.8 GHz $\pm$ 200 Mhz	V	40 km	contenu intégré de vapeur d'eau
36.5 GHz $\pm$ 500 Mhz	H + V	40 km	eau liquide de nuage et précipitation
89 GHz $\pm$ 1000 Mhz	H + V	10 km	convection profonde et précipitations
157 GHz $\pm$ 1000 Mhz	H + V	6 km	glace au sommet de nuage, enclumes

**Tableau 5.4** *Caractéristiques de MADRAS.*

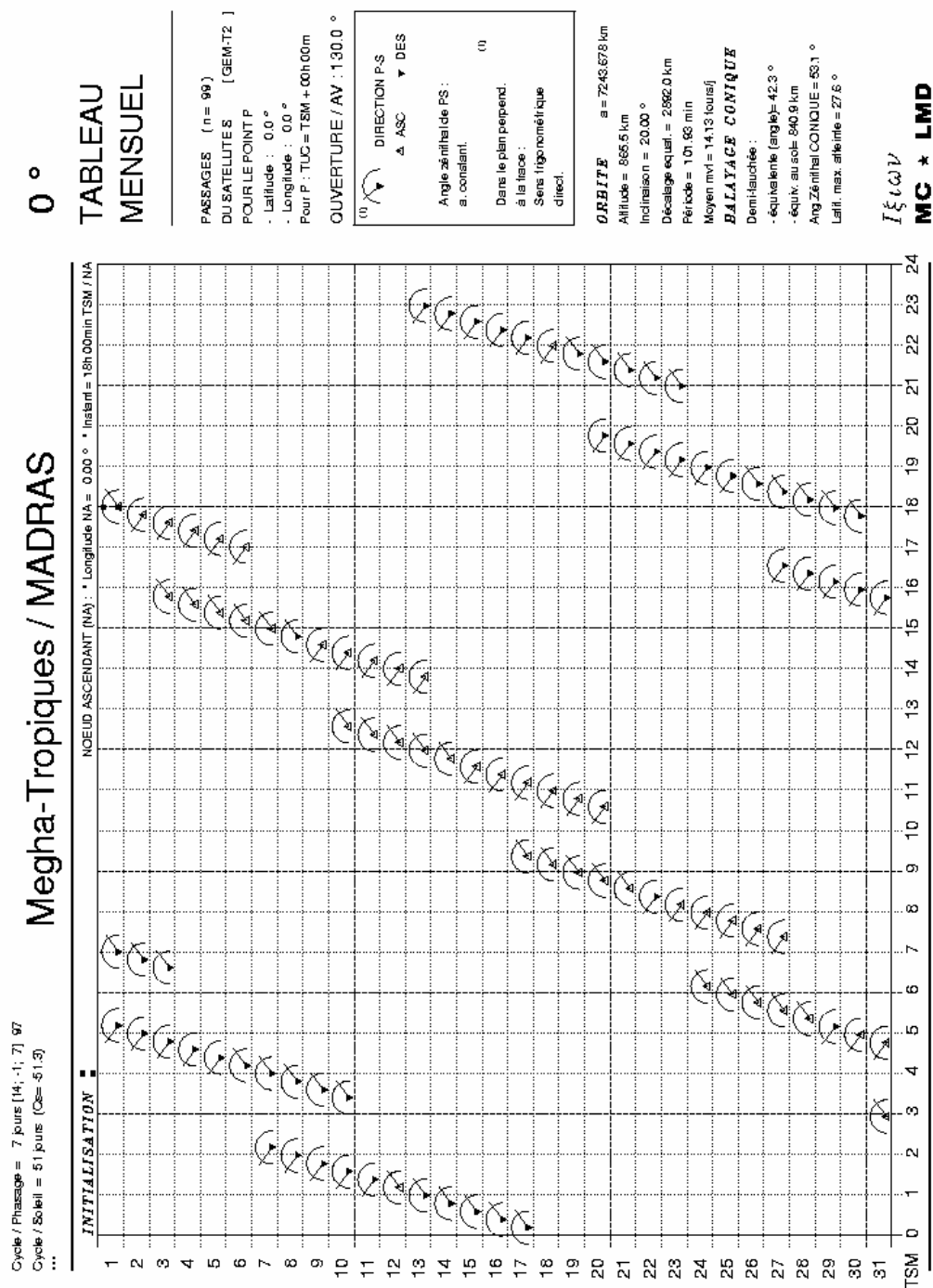
Les applications principales ici sont seulement indicatives, la plupart des produits étant extraits à partir d'algorithmes combinant les informations des différents canaux. Les footprints (taches au sol) ont été choisis identiques pour la combinaison optimale des canaux de basse fréquence. Les fréquences plus hautes fournissent une meilleure résolution avec la même antenne, permettant une étude plus précise du sommet des nuages convectifs.

Généralement, la résolution spatiale est adaptée à l'échelle des objets principaux étudiés que sont les grands complexes convectifs dans les secteurs tropicaux. Une résolution de 10 km est suffisante pour estimer et localiser les parties convectives actives des systèmes avec l'imageur micro-ondes (MADRAS). Il semble également raisonnable pour obtenir assez de mesures en ciel clair entre les nuages avec l'instrument sondeur (SAPHIR) qui donne le profil de l'humidité. Une résolution encore plus basse (30-40 km) semble acceptable pour la détermination des autres paramètres: quantité d'eau liquide, composantes du budget radiatif au sommet de l'atmosphère (ScaRaB). La géométrie de l'observation doit être balayage conique pour l'imageur de micro-onde, puisque l'incidence doit être constante afin d'employer les informations de polarisation. Pour les autres instruments (sondeur et bilan radiatif), un balayage Cross-Track (perpendiculaire à la trace) (CT) est acceptable.

Dans la Figure 5.35, nous montrons le passage mensuel de MADRAS sur Megha-Tropiques pour un point P à l'équateur. Cet instrument est à balayage conique

et sa demi fauchée est de 841 km. Évidemment le nombre de vues est beaucoup plus élevé que pour DMSP-SSM/I et TRMM-TMI, par exemple il y a 3 passages au 1er jour du mois là où il y aurait 2 passages de TRMM et un de DMSP au même point.

Pour tout le mois, il y a au moins 3 passages chaque jour pour un point spécifique à l'équateur. Nous remarquons également que les passages pour un jour sont au moins une fois le matin et une fois l'après-midi. S'il y a deux passages qui existent sur la même demi journée, l'intervalle entre eux est de moins de 3 heures, ce qui est approprié pour étudier les MCSs de court cycle de vie. Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre 4, une grande proportion de MCSs au-dessus d'océan ont une vie de moins de 6 heures. C'est pour cette raison que MADRAS est un meilleur instrument pour les observations de MCSs. Les autres prélèvements pour un point P à différentes latitudes sont montrés dans l'Annexe-4.



**Figure 5.35** Passage mensuel de MADRAS à l'équateur sur le satellite Megha-Tropiques pour le point P. L'axe X représente l'heure locale et l'axe Y représente le jour. La forme de balayage de MADRAS est conique et l'angle zénithal est 53.1°.





Le tableau statistique mensuel de passage de MADRAS dans la Figure 5.36 montre le nombre de prélèvement à différentes latitudes. Pendant quelques jours choisis sur la figure, le nombre de passages au point P peut atteindre 6 fois pour un jour et une latitude spécifique, le maximum de 6 fois apparaît entre 10°S et 15°S (ou N). Les passages cumulés sont partout de 100 fois dans la région entre 23°N à 23°S et le maximum apparaît autour de 15°N et de 15°S. Pour notre région étudiée sur l'Océan Indien, la ZCIT est juste située dans la région favorable de l'observation de ce satellite. D'ailleurs le nombre de jours avec au moins un passage est très uniforme à chaque endroit pendant 31 jours, ce qui est meilleur que TRMM et DMSP dans la région tropicale. Après la comparaison des échantillonnages de données dans les trois satellites, DMSP, TRMM et Megha-Tropiques, non seulement le nombre de passage pendant un jour ou tous les passages à la latitude fixé, nous pouvons dire que le Megha-Tropiques fournira des données plus efficaces pour l'observation dans la région tropicale que les autres satellites prévues pour la même époque (vers 2010).

## 5.7 Conclusion

La comparaison de la distribution d'occurrence des MCSs en janvier 1999 au-dessus de l'Océan Indien avec les évaluations mensuelles de taux de pluie de SSM/I, le produit mensuel de GPCP et le taux de pluie moyen mensuel de TMI-3G68 prouvent que l'occurrence plus élevée des MCSs correspond bien aux précipitations moyennes mensuelles les plus élevées. En raison du choix de MCSs représentant les clusters océaniques purs, la région du maximum de taux de pluie près du continent n'est pas représentée sur la carte de fréquence d'occurrence des MCSs.

Les estimations moyennes mensuelles de taux de pluie dérivées du Scattering Index en utilisant des données de SSM/I montrent des valeurs relativement plus basses que les taux moyens mensuels de GPCP et de TMI-3G68, la différence maximum atteint à 75 mm/jour pour GPCP et à 100 mm/jour pour TMI-3G68 dans les taux cumulés zonaux autour de l'équateur. Le décalage de taux sur les estimations cumulées peut résulter de la sous-estimation du SI pour SSM/I, puisque beaucoup de secteurs avec le taux de pluie bas sur les cartes GPCP et TMI-3G68 ne correspondent à aucune pluie sur les mêmes secteurs dans les cartes de SSM/I. Nous avons séparé les passages de matin et de soir pour examiner l'évolution quotidienne des taux de pluie près de la côte et dans l'océan ouvert avec les estimations de SSM/I. Ces cas près de la côte indiquent plus de pluie le matin que l'après-midi. Les régions d'océan ouvert ne présentent aucune différence claire entre le matin et l'après midi.

En raison de l'utilisation de différents algorithmes dans l'estimation des taux de pluie, comme SI avec les données de SSM/I et GPROF avec le produit TMI-3G68, on a examiné l'estimation de SI en utilisant des données de la température de brillance TMI-1B11. Le résultat prouve que l'évaluation du taux de pluie avec les données TMI-1B11 produit un taux de pluie bas semblable à ce qu'on trouvait avec l'utilisation des données de SSM/I. D'autre part, en dehors de l'utilisation de cet algorithme, le prélèvement faible de données par TRMM peut résulter en une estimation moyenne mensuelle plus basse.

Considérant la nécessité d'améliorer le prélèvement pendant un jour pour un secteur spécifique dans la région tropicale, le satellite Megha-Tropiques fournira 3 à 6 passages par jour alors que le maximum est de 1 à 2 fois pour DMSP-SSM/I et 1 à 3



fois pour TRMM. Le satellite aura une orbite d'une inclination  $20^\circ$  et une fauchée large à l'altitude de 870 km. La couverture est entre  $23^\circ\text{N}$  à  $23^\circ\text{S}$ , avec une répétition de 3 à 6 fois par jour. Les principes de la mission fournissent des mesures dans la zone intertropicale avec un échantillonnage fréquent pour mesurer les propriétés et la précipitation des systèmes convectifs; la vapeur d'eau dans sa distribution horizontale et verticale et les flux radiatifs sortants. Cette observation intensive sera appropriée à l'étude des systèmes convectifs à méso-échelle et des précipitations associées.

## Chapitre 6

# Conclusion et Perspectives

### 6.1 Conclusion générale

Au-dessus de l'océan Indien, on a observé par satellite les systèmes convectifs et leurs variations spatio-temporelles. Nous avons passé en revue les études des systèmes convectifs à mésoéchelle (MCSs) et des complexes convectifs à mésoéchelle (MCCs) dans différentes régions tropicales par l'application de différentes observations par satellites. Celles-ci nous aident pour obtenir une définition générale des MCS : couverture minimum de nuage de 5000 km<sup>2</sup> ; intervalle de température de brillance entre 220 K à 240 K pour les nuages convectifs profonds; convection très profonde pour les nuages à température de brillance plus froide que 220 K ; nuages à température de brillance comprise entre 240 K jusqu'à 260 K considérés comme limite des nuages convectifs. Cette définition nous aide à l'utilisation des images IR pour choisir les clusters de nuages convectifs.

La précipitation joue un rôle dans le cycle hydrologique qui est le facteur important intervenant dans les mécanismes de changement du climat. Les tropiques et les subtropiques reçoivent deux-tiers de toutes les précipitations sur la terre, qui sont déterminantes, par le réchauffement atmosphérique correspondant aux précipitations, pour la dynamique de la circulation atmosphérique. De même, la précipitation est un phénomène important accompagnant les MCSs qui résultent des processus dynamiques internes des MCSs. On peut observer la couverture de nuage au-dessus des systèmes par l'imagerie IR mais il est difficile d'obtenir plus d'information interne sur leur structure. Le paramètre le plus aisément observable qui indique la structure tridimensionnelle détaillée du système de nuage au-dessous du sommet de nuage est la précipitation qui peut être balayée par la mesure du radar. Les instruments satellites tels que le radar de précipitation (PR) ou le radiomètre imageur micro-onde de TRMM (TMI) ont été utilisés pour la mesure des réflectivités et des températures de brillance puis interprétés en quantité de précipitations et en structure verticale. La grande région de précipitations d'un MCSs est divisée en régions identifiées comme convectives et stratiformes par une analyse de la structure des MCSs. L'analyse théorique de la formation de précipitation qui est reliée à l'interaction entre le courant ascendant et le courant descendant des flux d'air a été présentée.

Notre recherche est basée sur la période INDOEX en hiver 1999 et emploie les données de l'imagerie METEOSAT-5 IR en janvier et en février pour étudier les systèmes convectifs. L'avantage principal du satellite géostationnaire est de nous fournir des observations chaque 30 minutes toute la journée. Les deux autres instruments que nous avons utilisés dans notre étude sont le radiomètre SSM/I sur trois satellites de DMSP et le TMI sur le satellite de TRMM. Les satellites DMSP ont un orbite polaire héliosynchrone mais TRMM, qui a une orbite inclinée de 35° sur l'équateur, est particulièrement conçu pour regarder la région entre ±35° de latitude. Les SSM/I et le TMI ont les fréquences semblables dans les canaux micro-ondes mais TMI a un canal additionnel de 10 GHz pour les précipitations fortes au-dessus de l'océan. Les caractéristiques spatiales et temporelles et la géométrie du balayage de chaque instrument ont été interprétées. Nous avons co-localisé les pixels micro-ondes

dans la grille d'une image IR en  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , puis ré-échantillonné les données de SSM/I et de TMI dans la grille de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  pour l'analyse de la pluie moyenne mensuelle et la grille de  $1^\circ \times 1^\circ$  pour l'analyse journalière au-dessus de la région Océan Indien. Cette co-localisation facilite la comparaison avec le produit mensuel et journalier de GPCP.

Cette recherche a contribué à améliorer la connaissance des MCSs au-dessus de l'Océan Indien pendant la saison d'hiver. L'analyse statistique zonale des MCSs a documenté la relation entre le cycle de vie, la température de brillance et la surface de couverture de nuage. Partant de cette recherche sur les caractéristiques des MCSs, nous nous sommes concentrés sur la précipitation associée à ces systèmes convectifs profonds. La comparaison de la distribution d'occurrence de MCSs dans l'Océan Indien en janvier 1999 avec les estimations de taux de pluie de SSM/I, les estimations de TMI et les données de GPCP prouve que la fréquence plus élevée des MCSs correspond aux précipitations moyennes plus élevées. En raison d'un choix de MCSs pour seulement les clusters océaniques, la région maximum de taux de pluie près du continent ne se reflète pas dans la carte d'occurrence des MCSs. L'estimation de taux de pluie moyen dérivé du « Scattering Index » en utilisant les données SSM/I a montré des valeurs relativement plus basses que les taux moyens mensuels de TMI-3G68 et de GPCP. Ceci peut résulter de l'application d'un seuil dans l'algorithme SI puisque beaucoup de secteurs avec taux de pluie très bas sur les cartes TMI et GPCP correspondent à des secteurs sans pluie sur la carte de SSM/I. La recherche sur l'évolution journalière de précipitations a été faite en séparant les passages du matin et de l'après midi pour représenter le taux quotidien de pluie près de l'équateur. Le cas près de la côte indique plus de pluie le matin que l'après-midi. Le secteur dans l'océan ouvert ne présente pas de tendance semblable. L'examen de l'échantillonnage des données orbitales a montré seulement 1 à 3 passages pour un secteur spécifique dans la région tropicale pendant un jour sur les satellites DMSP et TRMM. Il est nécessaire d'améliorer l'échantillonnage comme prévu pour le futur satellite Megha-Tropiques qui fournira 3 à 6 observations par jour (ou pour GPM, qui emploiera une constellation de satellites). Ce sera utile pour l'étude des systèmes convectifs à mesoéchelle et des précipitations associées dans les différentes phases de leur développement.

## 6.2 Synthèse des résultats

Les images METEOSAT-5 infrarouges consécutives à partir du 1 janvier jusqu'au 18 février 1999 ont été utilisées pour les analyses des caractéristiques de MCSs. Une méthode automatique de suivi des nuages a été appliquée avec succès pour choisir les clusters des nuages convectifs à mesoéchelle au-dessus de l'Océan Indien basé sur le seuil de  $T_b$  à 238 K et le seuil de la taille de nuage à  $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ . Nous avons extrait les « Pures MCSs » sans fusions et divisions, et accompli l'analyse des relations entre quatre paramètres qui sont le cycle de vie ( $L_c$ ), le minimum de la température de brillance ( $T_{b\_min}$ ), la moyenne de la température de brillance des pixels les plus froids de 10% d'un cluster ( $T_{b\_10}$ ), et la taille maximum du MCS ( $Sc$ ).

Selon la carte de fréquence d'occurrence, les MCSs sont pour la plupart distribués dans l'ITCZ pendant la saison d'hiver de l'hémisphère nord au-dessus de l'Océan Indien. Environ 60% des MCSs sont concentrés entre l'équateur et  $20^\circ\text{S}$ .

Deux paramètres, le  $Tb_{min}$  et le  $Tb_{10}$ , ont été employés. Leur évolution en fonction du temps a montré des variations très semblables pour des systèmes avec un long cycle de vie. Par conséquent, il n'y a aucun inconvénient à utiliser l'un ou l'autre de ces deux paramètres. L'analyse alternative de  $Lc$ , de  $Sc$  avec  $Tb_{10}$ , et de  $Lc$ , de  $Sc$  avec  $Tb_{min}$  suggère leur dépendance forte; généralement quand la durée de la vie augmente, la surface augmente et la température de brillance au noyau du MCS diminue.

Les statistiques journalières n'ont pas été spécifiquement soulignées dans notre recherche parce que nous avons trouvé que seulement 2.7% de tous les MCSs ont un cycle de vie de durée supérieure à 24 heures. Nous avons négligé ceux-ci en établissant la relation entre le  $Lc$  et le  $Tb_{10}$ , et la relation entre le  $Lc$  et le  $Sc$  dans la région entière. Le cycle de vie de 12 heures semble être une limite significative dans les répartitions de  $Tb_{10}$  et de  $Sc$ . En outre, la température de brillance de 210 K pourrait être un seuil pour identifier les cycles de vie courts et longs, qui pourraient correspondre aux systèmes convectifs profonds et très profonds. Lorsqu'on considère le cycle de vie moins de 24 heures, la surface de couverture de  $10^5 \text{ km}^2$  pourrait être l'échelle critique du MCS parce que la plupart d'entre eux dépassent rarement cette limite.

Ensuite nous avons distingué quatre sous-régions selon la carte de fréquence d'occurrence des MCSs pour étudier leurs caractéristiques. Les études sous-régionales ont montré les mêmes résultats que l'analyse de région entière sauf en Zone-4 plus au sud que  $20^\circ\text{S}$  et jusqu'à  $35^\circ\text{S}$ , où l'on a observé une distribution de la température de brillance plus chaude que dans les trois autres régions. Effectivement, la géographie locale avec des montagnes de plus de 2,000 m sépare les caractéristiques climatiques entre le nord et le sud de Madagascar. Cet endroit correspond à une forme de climat subtropicale [McGregor et Nieuwolt, 1998].

La direction privilégiée de la propagation des MCS dans chaque zone a été examinée. Il est évident que les MCSs de longue durée de vie ont de plus grands déplacements que ceux de vie courte. L'orientation de la propagation des MCSs dans la Zone-2 (le Golfe du Bengale) est fortement liée au flux de la haute troposphère, vu le diagramme climatologique de février de 1990 à 1999 [Verver et al., 1999] et Annexe-1. On a observé que les MCSs dans la Zone-3 (ITCZ) ont une préférence pour une propagation nord-ouest. Cette caractéristique peut également être conforme au flux à haut niveau de la climatologie de dix ans en février mais ne coïncide pas avec le flux à bas niveau (surface et 700 hPa) pendant l'hiver. Un mouvement vers l'est fort a été trouvé dans la Zone-4. Là existe un flux d'ouest (de la moyenne à la haute troposphère) du sud de l'Afrique vers le sud de Madagascar.

La correspondance entre l'occurrence de la fréquence plus élevée des MCSs océaniques avec les précipitations moyennes mensuelles les plus élevées a été étudiée par une comparaison sur janvier 1999 avec les estimations de taux de pluie moyen mensuel de SSM/I, le produit mensuel de GPCP et le taux de pluie moyen mensuel de TMI-3G68. Cependant le secteur maximum de taux de pluie près du continent ne se retrouve pas sur la carte de l'occurrence de la fréquence des MCSs en raison du choix des seuls clusters purement océaniques.

Nous avons appliqué le SI (Scattering Index) sur les données SSM/I et l'avons transféré en taux de pluie. Les estimations de taux de pluie moyen mensuel dérivé de SSM/I ont des valeurs relativement plus basses que les taux moyens mensuels de GPCP et de TMI-3G68, la différence maximum atteint à 75 mm/jour entre SSM/I et GPCP et à 100 mm/jour entre SSM/I et TMI-3G68 dans les taux cumulés zonaux autour de l'équateur. Le décalage de taux peut résulter d'une sous-estimation de SI pour SSM/I parce que beaucoup de pixels à la basse valeur de pluie sur les cartes GPCP et TMI-3G68 ne correspondent à aucune pluie sur la carte SSM/I. Les passages séparés du matin et du soir ont permis d'examiner une évolution quotidienne de taux de pluie près de la côte et dans l'océan ouvert. Les cas près de la côte indiquent plus de pluie du matin que de l'après-midi, mais le secteur dans l'océan ouvert n'a pas la même tendance. Ce résultat est semblable à la plupart des études passées qui ont conclu que les précipitations se produisent tôt le matin près des secteurs côtiers dans la région tropicale.

Les différents algorithmes d'estimation de la pluie tels que le SI avec les données SSM/I et le GPROF avec le produit TMI-3G68 ont montré des résultats différents. Un examen d'estimation de SI en utilisant les données originales de la température de brillance de TMI-1B11 afin d'étudier le problème de sous-estimation a prouvé que le taux de pluie avec les données TMI-1B11 ont des valeurs basses semblables à celles des données SSM/I dans la région entière de l'Océan Indien. En plus de la différence d'algorithmes, un échantillonnage faible des données résulte également en une sous-estimation de la pluie moyenne mensuelle. Considérant la nécessité d'améliorer l'échantillonnage journalière pour un secteur spécifique de la région tropicale entre 35°N à 35°S, le passage du futur satellite Megha-Tropiques fournira 3 à 6 passages par jour alors que le maximum est de 1 à 2 fois pour DMSP-SSM/I et 1 à 3 fois pour TRMM.

### 6.3 Perspectives

Ce travail a étudié et documenté la distribution des MCSs au-dessus de l'Océan Indien. La connaissance de la distribution des MCSs et la préférence de leur direction de propagation en hiver de l'hémisphère nord a progressé. L'examen de la pluie associée en utilisant les différents produits et les méthodes a été effectué. Nous avons également fait une comparaison de l'échantillonnage des données de satellites différents qui a présenté l'avantage du nouveau satellite Megha-Tropiques.

Cette thèse contribue à combiner les données IR et micro-onde pour étudier le MCSs particulièrement au-dessus de l'Océan Indien. Avec l'utilisation des images METEOSAT-5 à partir de 1999 jusqu'à maintenant, nous pourrions continuer à exploiter l'algorithme de suivi des nuages toute l'année et examiner la distribution saisonnière et interannuelle des MCSs. Pour la saison de pluie sur le sous-continent Indien et les pays voisins, les MCSs parfois deviennent des cyclones et apportent beaucoup de pluie, causant des dommages aux habitants. Comme les MCSs océaniques seuls ont été étudiés dans ce travail, les MCSs proches du continent peuvent être le prochain sujet mais seront plus compliqués à suivre, parce que nous devons considérer l'interaction avec le continent tel que l'orographie locale qui peut influencer la trajectoire des MCSs et leur intensité, leur taille...etc.

Gamhbeer et Bhat [2001] ont constaté qu'une activité de nuage plus profonde qui est trouvée sur les données satellites aux heures du petit matin pourrait correspondre à une précipitation augmentée jusqu'à midi. En outre Mori et al. [2004] ont conclu que les précipitations convectives et stratiformes sont dominantes dans le secteur proche de la côte de Sumatra le matin et les précipitations convectives au-dessus de l'île dans l'après-midi, en utilisant les données TRMM PR-3G68. La variation journalière de la précipitation est également une matière importante liée à la vie quotidienne des habitants. Ainsi sur la base des nuages convectifs des MCSs et des estimations de la pluie par SSM/I et TMI, les données additionnelles de PR, bien que d'un échantillonnage plus faible, pourraient aider à comprendre la situation des précipitations convectives et stratiformes journalières.

Au sujet de l'observation dans les tropiques, un nouveau projet d'observation de la terre GPM (Global Precipitation Measurement) prolongera la recherche de TRMM. Une série de 8 nouveaux satellites sera lancée à l'avenir pour un passage de l'observation du secteur tropical au globe entier. L'amélioration de la fréquence d'observation fournira une carte globale de précipitation toutes les trois heures et le perfectionnement des méthodes de mesure identifiera la pluie et la neige à l'aide du radar de précipitation à double fréquence, en améliorant l'estimation de précipitations.

Nous avons comparé l'échantillonnage des données orbitales de Megha-Tropiques avec les DMSP et le TRMM. Ce futur satellite est conçu particulièrement pour la région tropicale globale. Il aura une orbite inclinée de  $20^\circ$  et une fauchée large à l'altitude de 870 km. La couverture de balayage est entre  $23^\circ\text{N}$  à  $23^\circ\text{S}$ , le temps de répétition pour un secteur tropical spécifique est de 3 à 6 fois par jour. Les principes de la mission fournissent des mesures dans la zone intertropicale avec un échantillonnage fréquent pour les propriétés nuageuses et la précipitation; la vapeur d'eau dans sa distribution horizontale et verticale et les flux radiatifs sortants. Un instrument semblable à TMI, MADRAS avec une résolution de 6 km à 40 km fournira les mesures de la vapeur d'eau, l'eau et la glace de nuage, la précipitation, le vent à la surface de la mer...etc. Par conséquent, cette observation intensive sera utile et appropriée à l'étude de MCSs et ses précipitations.



## **Annexe-1**

# **Les moussons en Asie et le climat pendant INDOEX**

Les moussons constituent le principal élément climatique affectant l'Asie du Sud-Est et la région indienne au cours de l'année. Sur les parties du continent Africain qui jouxtent l'Océan Indien (au Sud-Ouest), les phénomènes de mousson jouent également un rôle important. Aussi, dans ce chapitre, on présente une introduction générale des moussons asiatiques, puis une brève revue de l'influence des moussons sur l'Afrique pendant INDOEX. Enfin les champs du vent et de l'humidité relative à quatre niveaux différents de pression de ERA-40 (ECMWF 40-year re-analysis monthly means pressure level analysis data) sont employés pour caractériser la circulation des trois mois de l'expérience INDOEX.

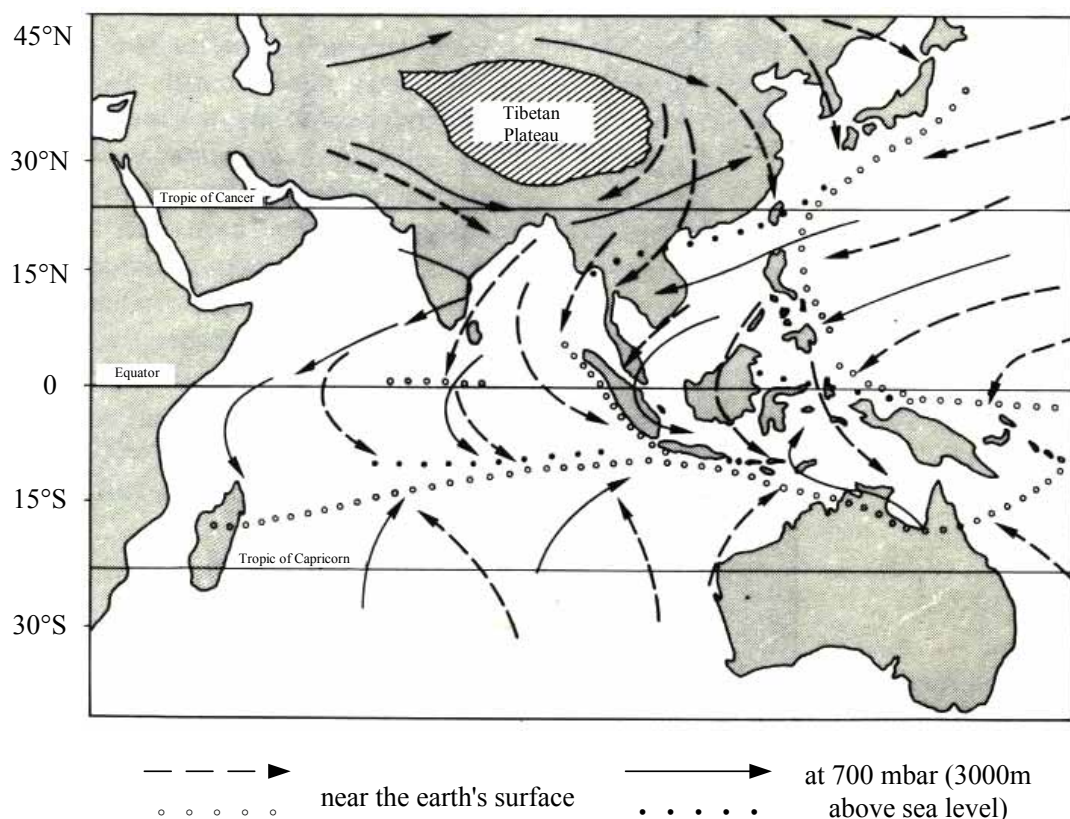
## **A1.1 Moussons asiatiques**

Les variations saisonnières de la circulation générale liées au phénomène de mousson sont très marquées sur une grande partie de la région asiatique. Ce grand secteur s'étend du Pakistan à l'ouest jusqu'au Japon et au nord de l'Australie à l'est. Les raisons principales de ce très fort développement des moussons sont les positions relatives du continent asiatique, dans l'hémisphère Nord, et des océans adjacents, qui s'étendent largement dans l'hémisphère Sud. Un autre facteur favorable est l'épine dorsale très haute et étendue des montagnes du continent, particulièrement l'Himalaya qui s'étend dans une direction ouest-est à une latitude critique, formant de ce fait une barrière entre les masses d'air tropicale et polaire. Nous présentons l'influence du système de moussons en hiver et en été dans les deux prochaines sections.

### **A1.1.1 Saison d'hiver**

Un centre de hautes pressions se développe au-dessus des parties nord du continent asiatique pendant la saison d'hiver de l'hémisphère nord. Il est situé à la latitude d'environ 40°N à 60°N et une très basse température y règne, principalement comme résultat des pertes par rayonnement d'une surface en grande partie couverte de neige. Ces masses d'air froides et denses provoquent l'étalement de flux sortants vers le sud et le sud-est de la Corée, de la Chine et du Japon. Elles convergent au-dessus de la Mer de Chine Méridionale avec les vents de Nord-Est de l'Océan Pacifique à la latitude de 15°N à 20°N. La frontière entre ces deux masses d'air est fréquemment considérée comme une branche du Front Polaire, puisque les masses d'air continentales sont toujours froides par rapport à l'air maritime du Pacifique. Les deux courants d'air fusionnent graduellement sur leur chemin vers le sud-ouest, où ils forment la mousson du Nord Est de la Malaisie. Ils s'incurvent vers l'Est en traversant l'équateur et passent sur l'Indonésie. La zone convergence intertropicale (ITCZ) est à la latitude d'environ 5°S à 10°S, mais une branche du courant de mousson continue vers une basse pression chaude de surface jusqu'au nord d'Australie (voir la figure A1.1).





**Figure A-1.1** Les moussons asiatiques d'hiver. Directions de vents (flèches) et zones de convergence (points) de Décembre à Mars, les niveaux sont près de la surface de la terre et 700 hPa (environ 3000 m au-dessus du niveau de la mer)[McGregor et Nieuwolt, 1998].

Pour la partie continentale asiatique, la direction du vent au niveau 700 hPa est d'Ouest et son chemin principal est au sud du massif Tibétain et de Himalaya. Du côté oriental du plateau montagneux, les deux branches des vents d'Ouest se réunissent dans une zone de confluence, qui s'étend jusqu'au sud du Japon. Cette zone provoque souvent des dépressions et elle est considérée comme une branche d'altitude (upper-air) du Front Polaire. Plus loin au sud, où la mousson d'hiver est renforcée par les alizés du Pacifique nord, elle atteint le niveau 700 hPa. Au-dessus du nord de l'Australie, la circulation de mousson est encore peu profonde comme la figure A1.1 le montre et les vents d'Est règnent à 3000 m.

Tandis que la majeure partie du sud et de l'est de l'Asie est fortement sous l'influence de la mousson d'hiver, le nord de l'Inde est une exception. Les vents viennent principalement de l'ouest au-dessus de ce secteur car la barrière des montagnes de Himalaya empêche l'air polaire de parvenir au-dessus des vallées du Gange et du Brahmapoutre. Le sud de l'Inde (au sud de 20°N) subit l'influence de la mousson d'hiver, mais elle est plutôt faible et ses masses d'air ne sont pas d'origine polaire. En Inde, le mot « mousson » est normalement utilisé pour les vents d'été et plus spécifiquement pour les précipitations qui les accompagnent.

Les masses d'air de la mousson asiatique d'hiver sont de deux origines différentes. Au nord-est de l'Asie elles sont polaire-continentales avec des masses d'air sec, froid et stable. Par conséquent la Chine et la Corée sont souvent soumises à des hivers

plutôt froids et secs. Ces masses d'air sont rapidement modifiées sur leur chemin vers le Japon et le sud de la Chine par le contact avec la surface de la mer qui est relativement chaude dans les basses couches. Elles apportent des hivers moins froids au-dessus du Japon et de la Chine centrale et les accompagnent parfois de neige dans les secteurs nord. Une autre modification a lieu au-dessus de la Mer de Chine Méridionale, où les masses d'air d'origine continentale sont mélangées avec les masses d'air chaudes et stables de l'Océan Pacifique. En raison des nombreuses dépressions qui se forment dans ce secteur, il est habituellement difficile d'identifier les masses d'air par secteur d'origine.

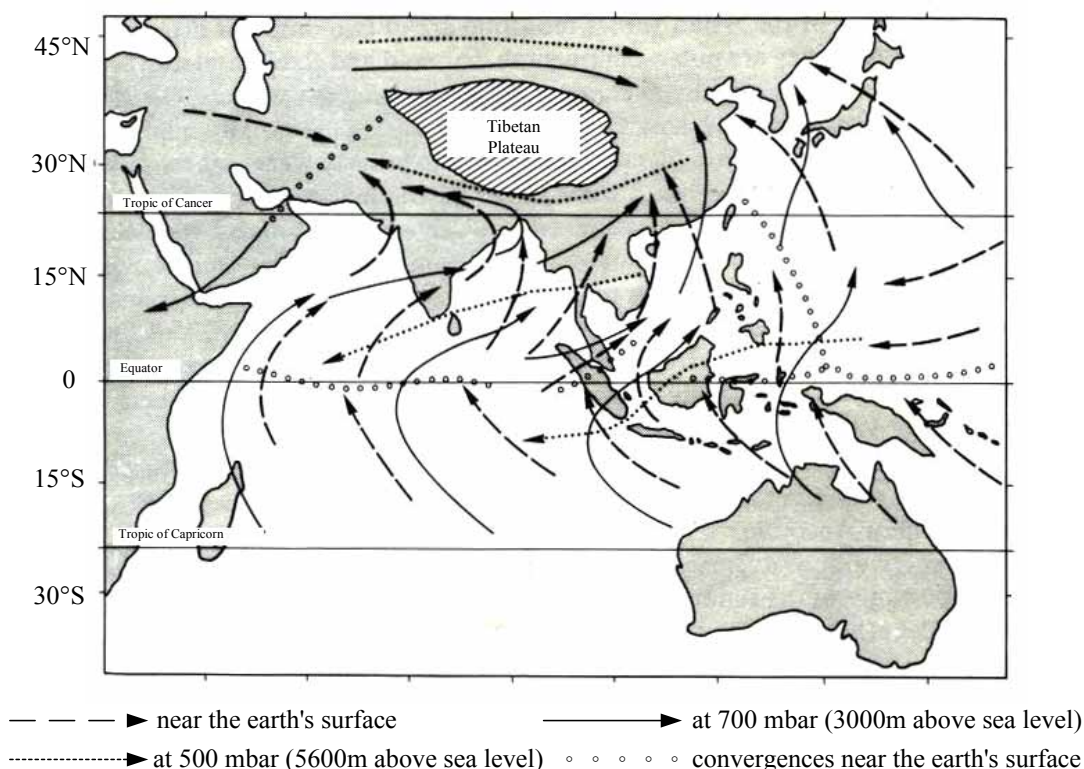
Les masses d'air combinées de mousson deviennent véritablement équatoriales en passant l'Indonésie où elles deviennent très humides, chaudes et instables, puis elles gardent ces caractéristiques jusqu'au nord de l'Australie.

### **A1.1.2 Saison d'été**

Les moussons d'été en Asie sont beaucoup plus compliquées et plus importantes pour ce secteur, car la mousson d'été est la source principale de précipitations dans la plupart de ces pays. En outre, les dommages causés par les précipitations et les pertes économiques sont un sujet important, c'est pourquoi beaucoup plus d'études et d'observations que pour la mousson d'hiver sont disponibles. Une idée très simple de l'origine thermique principale de la mousson d'été est que son développement au début de la saison d'été est provoqué par une basse pression au-dessus du continent [Nieuwolt, 1977]. Cette basse pression est située au-dessus du nord-ouest de l'Inde, mais la mousson se développe d'abord au sud de la Chine, puis progresse en Birmanie et ne commence en Inde qu'un mois plus tard. Ce retard de la mousson sur l'Inde est dû à la circulation d'air en altitude qui (autour de 6000 à 8000 m). À cette altitude, les vents venant de l'Ouest sont plus forts au-dessus du sud du massif Tibétain et de l'Himalaya, conditions très semblables à celles du niveau 3000 m.

Cette circulation cause un flux dirigé vers le Sud près du Golfe du Bengale. Elle favorise le développement des circulations d'altitude d'Est au-dessus de l'Indochine et du sud de la Chine au début de l'été. Ces vents d'Est semblent être une condition nécessaire pour l'établissement de la mousson d'été. Ils constituent le mouvement de retour d'altitude vers l'équateur et sont donc une partie de la circulation de mousson pendant l'été comme représenté sur la figure A-1.2.

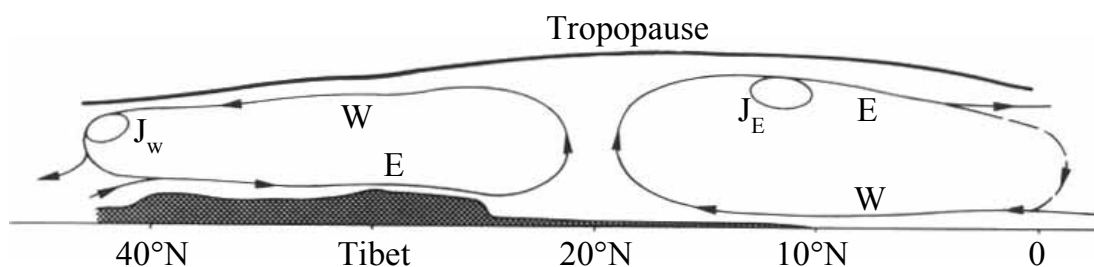
Au nord de l'Inde, cependant, les vents d'Ouest régnant au niveau de 8000 m empêchent le développement de la mousson d'été. Habituellement à la fin Mai, les courants d'altitude d'Ouest (westerlies upper-air) se décalent soudain au nord du plateau Tibétain, les courants méridiens d'altitude se déplacent vers l'ouest à environ 75°E, les courants d'altitude d'Est peuvent s'établir au nord de l'Inde, condition nécessaire à l'établissement de la mousson d'été dans les basses couches.



**Figure A-1.2** Les moussons asiatiques d'été. Direction de vents (flèches) et zones de convergence (points) de Juin à Septembre, les vents dominants sont représentés près de la surface et à 700 hPa et 500 hPa. [McGregor et Nieuwolt, 1998]

Les courants d'altitude d'Est liés à la mousson d'été asiatique aboutissent au Jet d'Est Tropical ( $J_E$ , Tropical Easterly Jet). Ce courant est habituellement situé à une altitude de 12000 à 15000m, son noyau est à la latitude d'environ  $15^\circ N$  et il peut atteindre des vitesses de 120 à 150 nœuds. Le  $J_E$  est maximum de Juin à Septembre sur l'Asie et l'Afrique. Pendant cette période il remplace la branche méridionale du Jet d'Ouest ( $J_W$ , Westerly Jet Stream), qui domine la circulation à ce niveau pendant l'hiver de l'hémisphère nord.

Les hautes montagnes de l'Himalaya et les montagnes de l'Asie centrale favorisent le développement de la mousson d'été indienne, non seulement par leur déviation des circulations du vent d'Ouest vers sud, mais également car elles sont une source importante de chaleur aux niveaux élevés de la troposphère. Le rayonnement solaire très intense dans les montagnes et les plateaux crée des températures plus chaudes et renforce le centre de la basse pression au nord de l'Inde. Une section transversale méridienne montre la structure thermique de la mousson d'été de l'Inde et sa relation avec le massif Tibétain et l'Himalaya, (Figure A-1.3).



**Figure A-1.3** Section transversale méridienne de la mousson indienne.  $J_E$  signifie que Tropical Easterly Jet et le  $J_W$  signifie Westerly Jet Stream [Nieuwolt, 1977].

En raison des conditions favorables à son développement, la mousson asiatique d'été forme un flux d'air puissant. Au-dessus de l'Inde, la couche de mousson atteint une épaisseur pouvant aller jusqu'à 6000 m, tandis qu'au-dessus de la Birmanie elle peut atteindre 9000m pendant Juin et Juillet, voir la figure A-1.2. Plus à l'est, où l'influence des montagnes et des plateaux est beaucoup moindre, le courant de mousson est moins épais, jusqu'au Japon où il atteint rarement des niveaux de plus de 2000m.

La vitesse du vent est généralement plus faible que celle des alizés. La mousson montre fréquemment un caractère d'oscillation, avec des intervalles de changements d'environ 3 à 10 jours entre un courant de mousson très actif et un repos. Ce phénomène est présent presque dans toutes les activités de moussons.

L'importance principale de la mousson asiatique d'été est liée aux précipitations qui y sont associées. Dans les régions du sud et de l'est de l'Asie, la plupart des précipitations annuelles sont reçues pendant l'été. Les précipitations de mousson sont très liées aux caractéristiques des masses d'air. Celles-ci viennent de trois régions principales.

- D'abord, à l'ouest de 100°E où la région source principale est au sud de l'équateur. Ces masses d'air se déplacent au-dessus de la surface chaude de l'océan pendant une longue distance, et elles sont par conséquent très humides, chaudes et instables. Toutes les traces de l'inversion originale des alizés ont disparu près de l'équateur, où ces masses d'air ont traversé à une zone de convergence.
- À l'est de 100°E où la région source des masses d'air de mousson est la haute pression subtropicale d'Australie. Ces masses d'air sont stables et sèches et elles gardent ces caractéristiques au-dessus des îles du sud-est de l'Indonésie, mais plus loin à l'ouest elles deviennent plus humides et instables.

La frontière principale entre ces deux masses d'air est fréquemment au niveau de la Péninsule Malaise, où elle cause beaucoup de précipitations. Il est assez difficile d'établir son emplacement exact en raison d'états très semblables de température et d'humidité des deux masses d'air.

- Une troisième masse d'air de la mousson d'été asiatique vient de l'Océan Pacifique. Cette masse d'air, humide et chaude mais à l'origine plutôt stable, forme la branche de la mousson qui couvre le Japon et le nord de la Chine.

Elle est rapidement modifiée et devient instable sur son chemin au-dessus de la surface chaude de l'océan. La zone de confluence avec la deuxième masse d'air est généralement à l'est des Philippines, mais peut atteindre le sud du Japon et la Corée également.

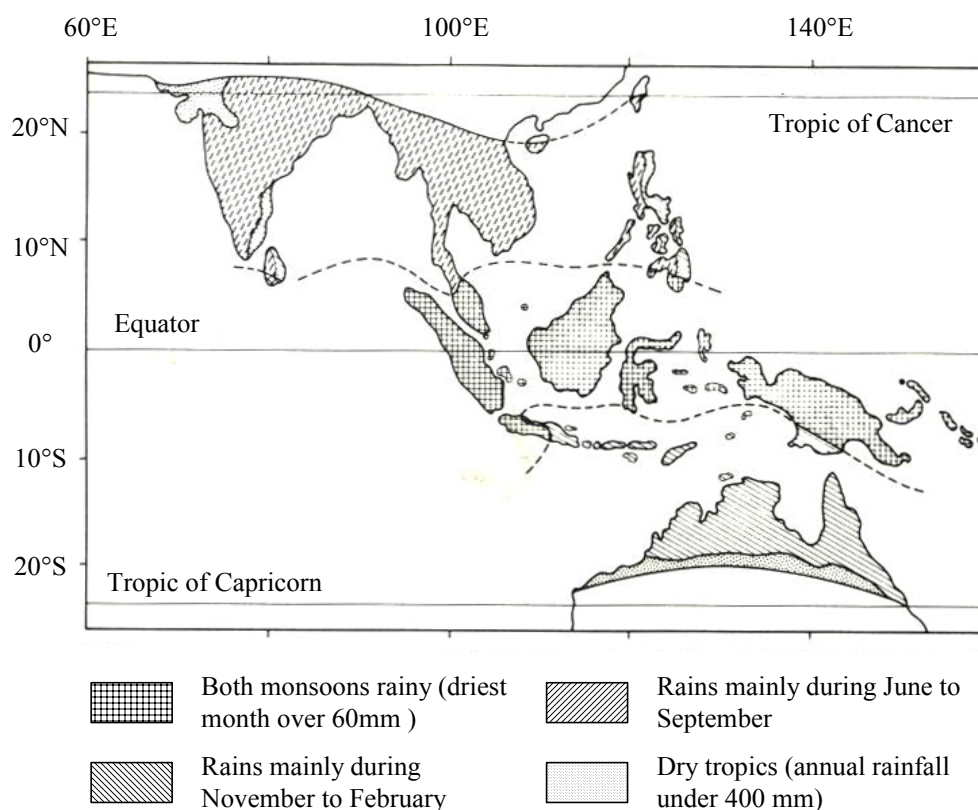
Il est évident que toutes ces masses d'air, humides et instables après leur long voyage sur une surface chaude océanique, peuvent apporter de grandes quantités de précipitation. Les processus impliqués sont le soulèvement orographique, la convergence et les perturbations. Les perturbations de mousson accompagnent généralement le mouvement de la mousson. Elles sont clairement liées aux pulsations dans la puissance du courant principal, et aux endroits plats. Les perturbations sont probablement la source principale des précipitations de mousson. Habituellement elles apportent quelques jours des précipitations lourdes, suivis d'interruptions, durant 7 à 10 jours, avec un courant plutôt lent de mousson. Comme les précipitations de mousson sont déterminées par l'effet de divers facteurs, leur prévision est toujours difficile. La variabilité de précipitations est également élevée pour cette même raison. Il existe bien sûr des différences régionales et locales sur le grand secteur sous l'influence de la mousson asiatique. Généralement la mousson d'hiver est plus forte dans les parties est de cette région, alors que la mousson d'été est mieux développée dans l'ouest. Au sud-est de l'Asie, près de l'équateur, les moussons en hiver et en été sont d'intensité égale.

## A1.2 Mousson tropicale en Asie

La mousson tropicale en Asie présente des caractéristiques différentes selon les régions, en fonction des régimes de précipitations qu'elle produit. Ces régimes sont associés à des distributions saisonnières des précipitations ainsi qu'à leur cumul total. Cette séparation des régimes de mousson est vraiment importante d'un point de vue pratique pour les populations concernées puisque les pratiques agricoles doivent être adaptées à la distribution spatio-temporelle des précipitations. Par ailleurs, la plupart des autres éléments du climat, tels que la température, la nébulosité, l'humidité et le système local de vent, sont fortement influencés par ce même facteur. En conséquence, la mousson tropicale en Asie est subdivisée en trois types climatiques :

- (1) les climats équatoriaux de mousson, où les deux systèmes de mousson (d'été et d'hiver) apportent des précipitations, et où aucune longue saison sèche ne se produit régulièrement.
- (2) Les climats alternativement secs et humides de mousson, où une mousson apporte la majeure partie des précipitations, alors que l'autre est relativement sèche.
- (3) Les tropiques secs, où les deux moussons apportent un peu ou pas de précipitation.

La distribution de ces trois types est exposée clairement et relativement simplement dans la Figure A-1.4. Dans les sections suivantes, nous présenterons chaque type climatique en nous intéressant particulièrement à la région indienne.



**Figure A-1.4** *Les régions climatiques principales de la mousson tropicale en Asie [Nieuwolt, 1977].*

### A1.2.1 Climats équatoriaux de mousson

Dans la région sous l'influence de la mousson tropicale asiatique, ces climats s'étendent au-dessus d'une grande secteur entre 10°S et 8°N, comportant la plupart de l'archipel indonésien, la Malaisie, la Nouvelle-Guinée et quelques îles à côté. La caractéristique principale de cette région est le mélange des surfaces de terre et de mer et en fait vraiment "un continent maritime". La plupart des îles sont montagneuses et ce facteur crée une grande variété de climats locaux, dépendant principalement de l'exposition à l'air humide et de l'action de soulèvement. La mousson du nord-est domine la circulation générale de Décembre jusqu'à Mars, puis change progressivement en vents du Sud-Ouest près de l'équateur. Au sud de l'équateur, et particulièrement à Java, elle est désignée souvent comme « mousson d'ouest », parce qu'elle apporte une grande proportion des précipitations, ou sous le nom de « mousson humide ». La mousson du sud-ouest est une continuation du vent de Sud-Est de l'hémisphère méridional, elle règne de Juin à Septembre. À Java, elle s'appelle habituellement la « mousson d'est ». Elle apporte des masses d'air relativement sèches, en particulier sur l'est de Java, et donc on la connaît localement en tant que « mousson sèche ».

Généralement les deux moussons sont semblables puisqu'elles apportent toutes les deux les masses d'air principalement chaudes et humides à cette région. Ces caractéristiques sont liées à la haute température de surface de la mer dans la région elle-même et dans les océans autour d'elle, qui sont presque partout au-dessus de 25°C. Les forêts équatoriales denses sur les îles sont également sources de grandes quantités de vapeur d'eau. L'air sur cette région contient donc plus de vapeur d'eau que dans les

autres secteurs équatoriaux. Ces masses d'air très chaudes et humides ont besoin de faibles mouvements d'ascendance pour produire de grandes quantités de précipitations. Les quatre processus principaux causant les mouvements ascendants dans la région sont :

- (1) la convergence entre différentes branches de la mousson, ou au moins à l'intérieur d'un courant de mousson, quand elle change la direction ou ralentit à proximité de l'équateur. Les zones de la convergence sont fortement variables, soit en position soit en l'intensité.
- (2) la convection diurne, provoquée par le réchauffement de la surface sur la terre pendant la journée, est probablement la cause la plus fréquente des précipitations. La convection de nuit sur la mer se produit moins souvent mais peut produire des orages locaux et les perturbations du type de « Sumatra », dont la durée est environ 1 à 2 heures et accompagnées de rafales du vent pouvant atteindre une vitesse de 70 km/h. Un événement type Sumatra peut apporter jusqu'à 80 mm de précipitations. Ils sont responsables du maximum de précipitation journalier se produisant tôt du matin pendant la saison de mousson du Sud-Ouest.
- (3) Le forçage d'ascendances par l'orographie est une autre cause générale de précipitations dans les secteurs montagneux. Bien que les courants de mousson dans cette région ne soient habituellement pas très forts, le forçage orographique peut augmenter localement l'intensité des mouvements et favoriser la pluie le long des littoraux et des pentes de montagne. Ce facteur crée de grandes variations saisonnières des précipitations puisqu'il change avec la direction du vent de la circulation générale.
- (4) Les systèmes locaux de vent se développent très rapidement dans cette région, où la circulation générale est fréquemment faible. Les vents locaux influencent particulièrement la distribution quotidienne des précipitations.

Chacun de ces quatre processus peut produire des précipitations à lui seul, mais en réalité, ils se produisent habituellement ensemble et peuvent se renforcer mutuellement. Cette région est une des plus pluvieuses du monde, avec des totaux annuels de plus de 2000 mm. En outre, cette région présente beaucoup de variations locales, mais il y a de nombreuses caractéristiques communes du climat comme l'importance des précipitations, la haute humidité, les orages fréquents, beaucoup d'heures de soleil, la dominance journalière sur les variations saisonnières et, la plus importante de tous, une régulation par deux saisons de moussons semblables.

### **A1.2.2 Climats secs et humides de mousson**

Ce type de climat se trouve dans quatre régions principales dans la mousson tropicale Asiatique:

- (1) le sous-continent indien, y compris le nord de Ceylan et les régions côtières du Bangladesh,
- (2) la Birmanie, la Thaïlande et l'Indochine,
- (3) les archipels des Philippines,
- (4) le nord de l'Australie, le sud de l'Indonésie et la région méridionale de la Nouvelle-Guinée.



La caractéristique principale des climats de ces régions est la grande différence dans le caractère des vents de mousson. La mousson d'été apporte généralement des masses d'air chaudes et humides, qui produisent de grandes quantités de précipitations et la mousson d'hiver est principalement sèche. Seuls quelques secteurs côtiers, où la mousson d'hiver arrive après une longue voyage sur la mer, tels que le sud-est de l'Inde, le nord-est de Ceylan et la partie est des îles Philippines, ont des précipitations pendant la saison de mousson d'hiver. Les conditions dans les climats secs-et-humides tropicaux de la mousson asiatique sont bien documentées dans le sous-continent indien, où un système uniforme d'observations météorologiques et des publications existent depuis longtemps. Dans cette région, on peut identifier quatre saisons : la saison fraîche; la saison chaude et sèche (de pré-mousson); la saison des pluies générales; et la période de retrait de la mousson.

La saison fraîche dure pendant Janvier et Février dans le sud, et a peu près un mois de plus dans le nord de la région. Pendant cette période, la mousson d'hiver soumet à son influence la majeure partie de l'Inde tropicale, cependant que dans le nord elle est fréquemment remplacée par des vents d'Ouest. Les précipitations sont presque partout en-dessous de 25 mm pour les deux mois principaux de la saison, sauf dans le sud-est de l'Inde et les régions de l'est du Sri Lanka. La mousson du nord-est est forcée à monter par la topographie après son voyage au-dessus du Golfe du Bengale, elle apporte des précipitations dont la quantité augmente vers le sud. Quelques gouttes de précipitations sont également reçues dans le nord de la région, venant des dépressions mobiles réactivées sur les régions du Gange et du Brahmapoutre. Cependant, ces perturbations sont plus efficaces dans les secteurs plus au nord en dehors des régions tropicales de l'Inde.

Pendant la saison chaude et sèche, qui commence à partir de Mars jusqu'à Mai, les températures augmentent rapidement sur la région entière, à cause de la position du soleil dans l'hémisphère nord où les journées deviennent progressivement plus longues. Dans le secteur côtier, où les brises de mer apportent un air plus frais pendant les heures les plus chaudes du jour, et dans le nord, où la nébulosité est plus élevée, quelques gouttes de pluies peuvent être reçus par d'orages convectifs. Pour la majorité de l'Inde tropicale, le taux de précipitation pendant cette période reste encore très bas. Le nord-est de la région reçoit plus de pluies, provoquées par des perturbations locales et parfois par des cyclones tropicaux, qui commencent pendant la saison de pré-mousson sur le Golfe du Bengale et peuvent apporter de grandes quantités de précipitations et des dommages importants dans la région côtière du Bangladesh.

La saison des pluies générale apporte plus de 80% du total annuel des précipitations dans la région. Elle est entièrement due à la mousson d'été. Le début de la mousson, qui est fréquemment accompagnée d'orages violents et est souvent appelé « burst » de la mousson, progresse du sud au nord-est. Selon les rapports des stations météorologiques, la quantité de précipitations pendant cette saison varie considérablement sur toute la région. Les totaux les plus élevés sont atteints au bord de la mer à l'ouest, où se produit un forçage orographique (sur les Ghats). Un autre secteur de précipitations fortes est le delta du Gange et les terres basses du Bangladesh, qui causent une convergence des flux de mousson. Le Golfe du Bengale en été est le lieu de la précipitation moyenne la plus élevée dans la mousson asiatique. Ces précipitations sont importantes pour des activités humaines. Par ailleurs, elles contribuent par le dégagement de chaleur latente associée, à renforcer la circulation de



mousson asiatique [Zuidema, 2003]. Le taux les plus bas de précipitation pendant cette période sont trouvés dans la partie centrale et l'est du plateau de Deccan, du côté sous le vent du Ghats. Le sud-est reçoit également relativement peu de précipitations pendant cette saison. Un autre secteur sec est le nord-ouest où il y a une transition progressive vers les tropiques secs.

La saison d'après-mousson, ou on peut dire la période de retraite de la mousson, dure d'Octobre à Décembre, quand la mousson de sud-ouest se retire progressivement dans une direction Sud-Est. Les précipitations pendant cette période sont généralement légères, sauf dans l'extrême sud et le sud-est de cette région. Des cyclones tropicaux se développent fréquemment dans le sud du Golfe du Bengale, où la température de surface de la mer atteint un maximum en cette saison. Ces perturbations se déplacent généralement vers l'ouest et apportent des quantités variables de précipitations dans les secteurs côtiers. Dans le centre et l'est du plateau de Deccan ceci cause un régime de précipitations avec double maximum au début et à la fin de la saison de mousson. Les vents changent de direction graduellement en vents d'Ouest au nord de la région et en vents de Nord-Est dans le sud, car la mousson d'hiver commence à s'établir.

### **A1.2.3 Tropiques secs**

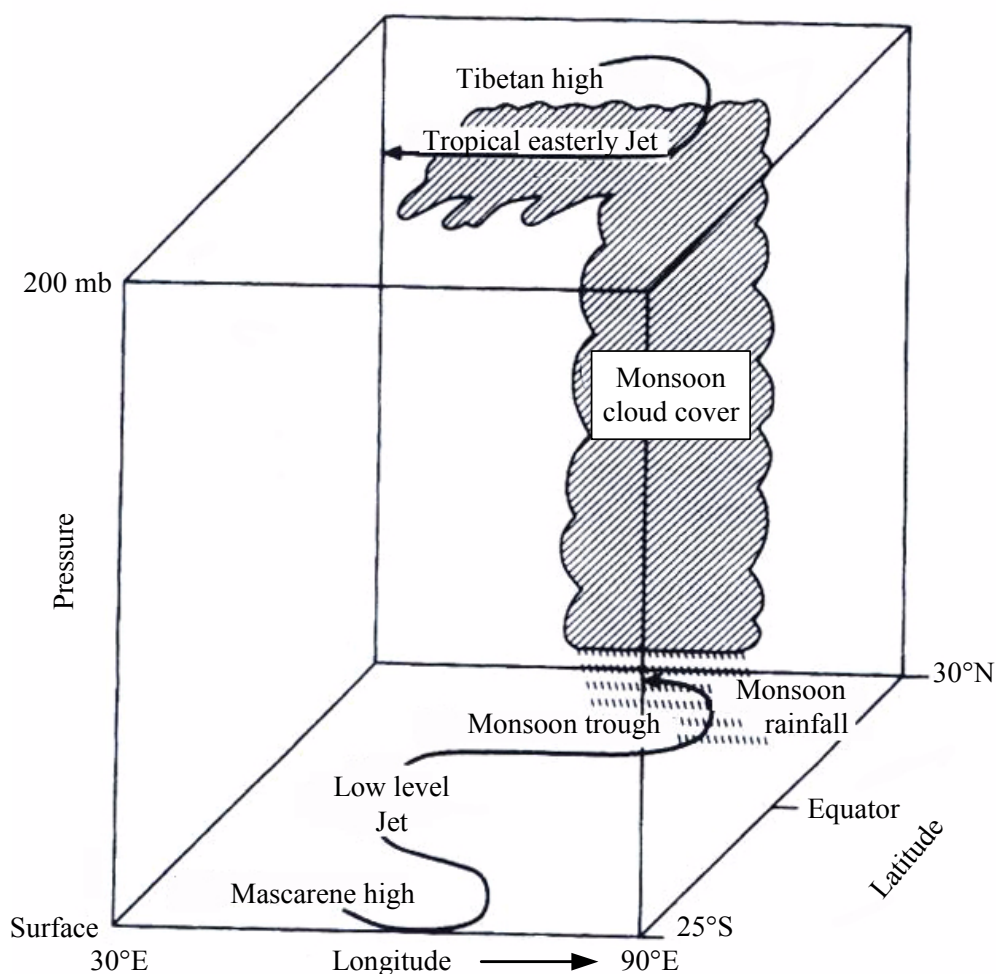
Aux bords extérieurs de la zone de mousson tropicale asiatique, dans l'extrême nord-ouest et au sud, il y a deux régions où les deux moussons n'apportent pas ou peu de précipitations. Les précipitations totales sont normalement en-dessous de 400 mm par an et ces régions sont donc classifiées comme tropiques secs. Géographiquement, la région des tropiques secs est au nord-ouest de l'Inde, incluant une bande côtière du Pakistan et dominée à partir de Novembre à Février par des vents d'Ouest. Ceux-ci apportent très peu de précipitations, non seulement parce qu'ils ont voyagé sur des régions continentales, mais aussi parce qu'ils sont chauffés et stabilisés par leur descente des montagnes de l'Iran et de l'ouest du Pakistan. De Mars à Juin, un peu de précipitations proviennent de masses d'air venant de la Péninsule d'Arabie après un voyage relativement court sur la mer. Même dans la saison de mousson d'été et la période d'après-mousson, cette région reçoit très peu ou pas de précipitations.

## **A1.3 La mousson indienne**

La mousson indienne est caractérisée par ces sept éléments :

- (1) la dépression de mousson au nord de l'Inde;
- (2) le système anticyclonique des Mascarenes;
- (3) le Jet trans-équatorial à bas niveau;
- (4) le système de haute pression Tibétain;
- (5) le Jet d'Est Tropical;
- (6) la nébulosité de mousson;
- (7) les précipitations;

comme représenté sur la figure A1.5 et la figure A1.2.



**Figure A-1.5** *Les éléments principaux de structure de la mousson indienne [McGregor et Nieuwolt, 1998].*

La dépression de mousson est formée au nord de l'Inde en été de l'hémisphère nord comme une partie de l'ITCZ global. Elle est légèrement différente dans sa structure dynamique en cela qu'au sud de la dépression, les vents de Sud-Ouest existent, tandis qu'au nord, les vents d'Est règnent. La dépression est une zone avec un cisaillement de vent (wind shear) horizontal intense. La cuvette de mousson est associée à un secteur de la basse pression de la surface. L'anticyclone des Mascarenes est située au sud-est de l'Océan Indien à environ 30°S - 50°E. De ce secteur provient un grand flux d'air. Il se déplace au nord de l'équateur où il devient un flux de Sud-Ouest connu sous le nom de Jet Africain trans-équatorial ou Jet des Somalis. Atteignant son intensité maximum de Juin à Août, le Jet se coupe en deux branches à environ 10°N, 60°E. Celles-ci traversent le sud de la Mer d'Arabie et arrivent à l'ouest central et au sud des côtes de l'Inde. On pense que les variations de l'intensité de ce Jet sont importantes pour déterminer les quantités de précipitations sur l'ouest de l'Inde.

La haute pression tibétaine (Tibetan high) est un anticyclone de haut niveau. On le trouve au-dessus de la dépression de mousson au nord de l'Inde. Il est bien développé au niveau de 200 hPa. En Juillet la haute pression tibétaine est bien établie au-dessus des montagnes tibétaines où elle demeure jusqu'en Septembre. Ensuite, elle se

déplace vers sud-sud-est. Le flux d'air sortant des flancs méridionaux de la haute pression tibétaine provoque le Jet de l'est tropical et ce Jet persiste de Juin jusqu'à Septembre alors que la puissance de l'anticyclone tibétain diminue. Alors, les vents d'Est associés au Jet d'Est sont remplacés par des vents d'Ouest.

La couverture nuageuse est une composante importante de la mousson indienne et est la manifestation des processus de convection humide, le maximum de couverture de nuage peut être trouvé dans une ceinture commençant à l'ouest du Golfe du Bengale jusqu'au nord de la Mer Arabie. En même temps, des minima de la couverture de nuage sont trouvés au-dessus du piémont de l'Himalaya et au sud de l'Inde et à Ceylan. La distribution moyenne des précipitations est reliée la distribution des nuages.

Un caractère structural distinctif de la mousson indienne est le développement d'un tourbillon cyclonique au début de la mousson (onset vortex). Il se forme du côté du cisaillement cyclonique du Jet de bas niveau dans la basse troposphère à l'est de la Mer d'Arabie est dans la région de 10°N, 65°E.

Associées à la formation du début du vortex, on relève des augmentations de l'intensité du flux de la mousson et le développement d'orages sur la Mer d'Arabie. Cette formation du début de vortex est due à l'instabilité provenant d'une augmentation rapide du cisaillement horizontal du flux de la mousson à grande échelle. Une conséquence de cette évolution est l'afflux de grandes quantités de vapeur d'eau provenant de l'hémisphère sud. Cet afflux explique les changements rapides de la structure verticale de l'humidité sur l'Inde au début de la mousson.

Pendant les années quatre-vingt, des liens forts entre l'activité inter-annuelle de la température de surface de l'est du Pacifique équatorial et une gamme d'éléments climatiques tropicaux comprenant des précipitations de la mousson indienne d'été ont été établies. Des pluies de mousson au-dessous des moyennes pour les secteurs asiatiques et africains se sont souvent avérées être liées à une température de surface de la mer (SST) équatoriale au-dessus des moyennes dans le Pacifique oriental.

### **A1.3.1 Influence des moussons africaines à l'Est de l'Afrique**

En Afrique de l'Est, deux systèmes principaux de vent de mousson dominent la région. Ce sont les vents de Nord-Est, qui proviennent du nord-est de l'Afrique puis des hautes terres d'Arabie et de la Péninsule Arabique, et le vent de Sud-Est qui a ses origines dans les régions du sud-ouest de l'Océan Indien dans le secteur du système anticyclonique des Mascarenes. Ces deux systèmes anticycloniques, par des variations de leur intensité, emplacement et orientation, jouent un rôle important en déterminant la force des flux de mousson et ainsi le taux de l'humidité transportable vers l'Afrique de l'Est. En Janvier, l'ITCZ est situé à environ 15°S, l'Afrique de l'Est au nord de l'équateur est sous l'influence des vents de Nord-Est. Entre l'équateur et le tropique du Capricorne, les flux sont des vents d'Est ou Sud-Est. Au sud de 23°S, il existe un flux d'Ouest qui vient de l'Océan Atlantique puis passe le continent Sud Africain jusqu'à l'Océan Indien au sud de Madagascar.

Les conditions climatiques de Madagascar ont beaucoup de caractères spéciaux qui sont reliées à la forte différence entre les versants Est et Ouest de cette île, qui est

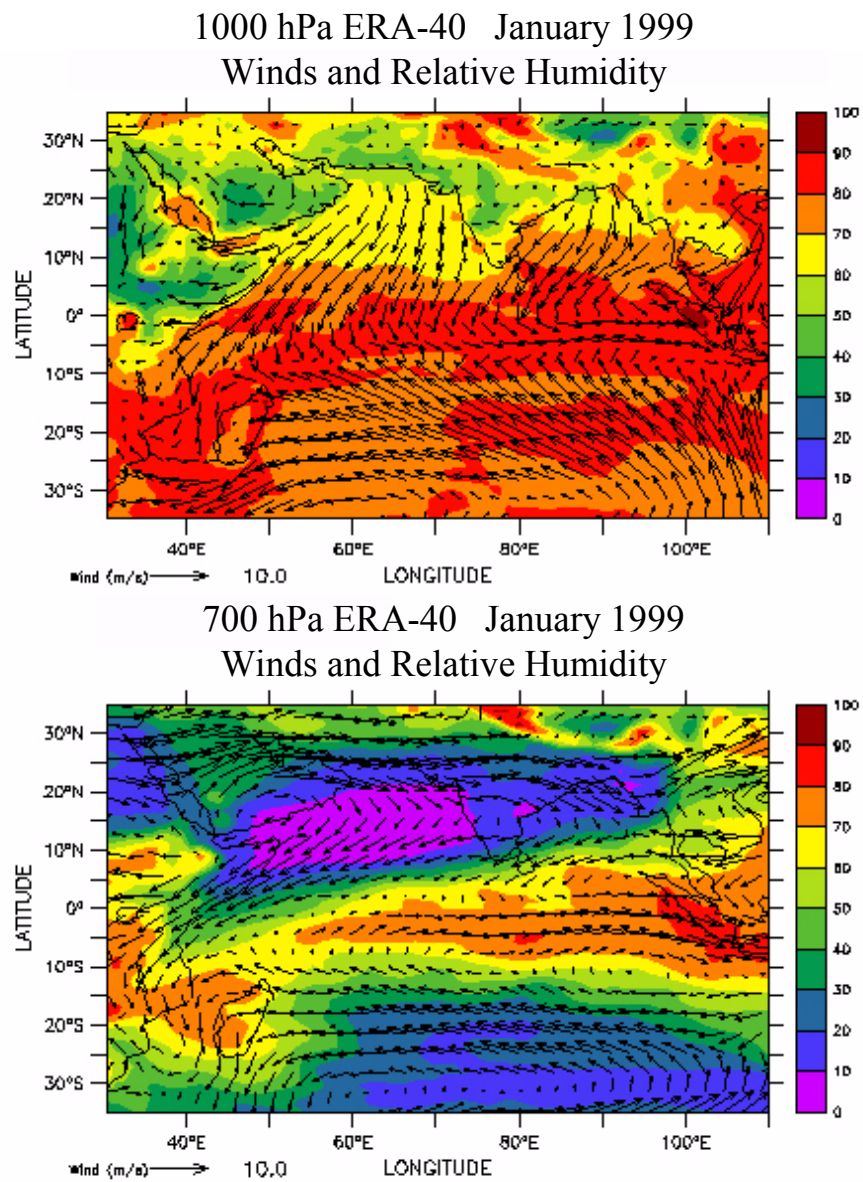
séparée en deux par une épine dorsale continue de montagnes de plus de 1200 m d'altitude, qui atteint par endroit 2000 m. Par conséquent ses climats sont fortement différenciés entre les deux versants. La côte est est sous les alizés Sud-Est toute l'année et reçoit beaucoup de précipitations. En outre, les cyclones qui se forment sur l'Océan Indien pendant l'été austral frappent souvent le nord-est de Madagascar en apportant une grande quantité de précipitations. En revanche, le versant Ouest est beaucoup plus sec, voire désertique.

### **A1.3.2 Caractéristiques climatiques sur l'Océan Indien pendant la période d'INDOEX**

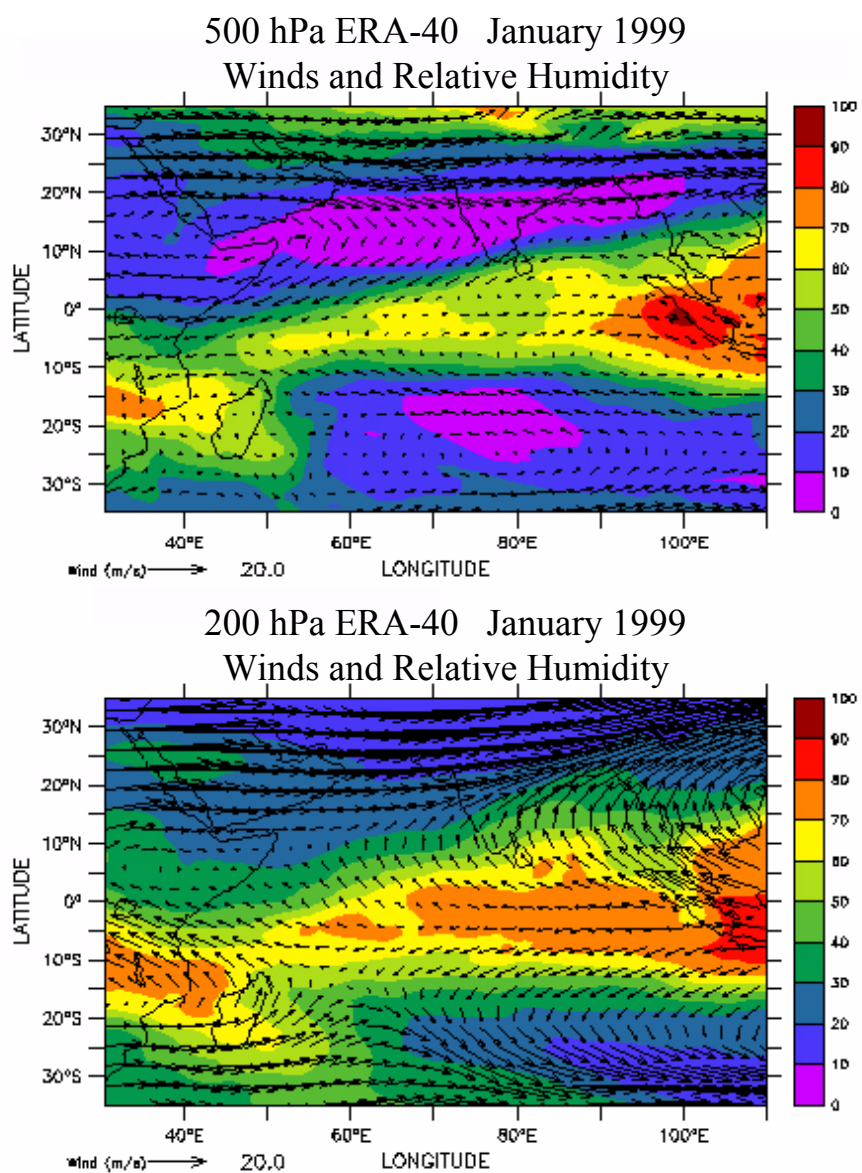
Pendant la période de l'expérience de l'Océan Indien (INDOEX) en 1999, de Janvier à Mars, l'hémisphère nord est dans la saison d'hiver. Verver et al. [1999] a établi la moyenne des flux troposphériques sur 10 années en utilisant les analyses du CEPMMT (ECMWF) de 1990 à 1999. Ceci avait pour but d'étudier les processus atmosphériques de transport pendant INDOEX. Dans notre étude, l'utilisation de ERA-40 (ECMWF 40-year re-analysis monthly means pressure level analysis data set) archivé sur le serveur climatique CLIMSERV du LMD permet de représenter les niveaux de pression 1000, 700, 500 et 200 hPa pour les mois de Janvier, Février et Mars 1999. Le niveau 1000 hPa a été choisi pour représenter les flux proches de la surface. Les niveaux 700 hPa et 500 hPa sont environ à l'altitude de 3000 m et 5500 m respectivement, ils fournissent l'information sur les vents de la couche limite jusqu'à la haute troposphère. Le niveau 200 hPa, à l'altitude d'environ 11000 m représente le sommet de la troposphère et la région de la sortie d'air troposphérique venant des nuages convectifs profonds.

Les figures A1.6, A1.8 et A1.10 montrent les cartes des champs du vent et de l'humidité relative aux niveaux 1000 hPa et 700 hPa en Janvier, Février et Mars respectivement. Les cartes de 1000 hPa montrent des directions de flux semblables pour chacun de ces trois mois : le flux venant de l'Arabie domine sur la Mer d'Arabie pendant que les alizés sont présents sur le nord-est et également sur le Golfe du Bengale. Cependant l'intensité des vents est relativement plus faible en Mars. Lorsque ces jets croisent l'équateur, ils deviennent des vents d'Ouest de mousson qui sont situés entre l'équateur et 10°S, dont la vitesse moyenne mensuelle augmente de Janvier à Mars. Au sud de 10°S, les alizés de Sud-Est liés à l'anticyclone subtropical dominant. Les alizés de Sud-Est convergent au niveau de 10°S ou légèrement au sud en rejoignant les vents d'ouest de mousson et forment la principale zone de convergence intertropicale. Pant et Kumar identifient deux zones de convergence proche-équatoriales sur l'Océan Indien, une zone faible existe entre 2°N et 5°N, la plus intense est au sud de l'équateur [McGregor et Nieuwolt, 1998].

Pour les champs de vent à 700 hPa, les deux zones de convergence proche-équatoriales existent et peuvent toujours être vues. L'intensité des flux est plus forte en Janvier, diminue en Février et ré-augmente son intensité en Mars au sud de l'équateur. Pour les champs de vent à 500 hPa montrés sur les figures A1.7, A1.9 et A1.11 respectivement, les zones de convergence en Janvier et Mars sont beaucoup plus claires qu'en Février. En haute troposphère, les cartes à 200 hPa montrent généralement des vents d'Ouest au nord de 10°N et au sud de 20°S et une ceinture de vent d'Est entre 10°N et 15°S. Cependant, en février, la carte de 200 hPa montre un jet faible de vent d'Ouest au sud du Madagascar.

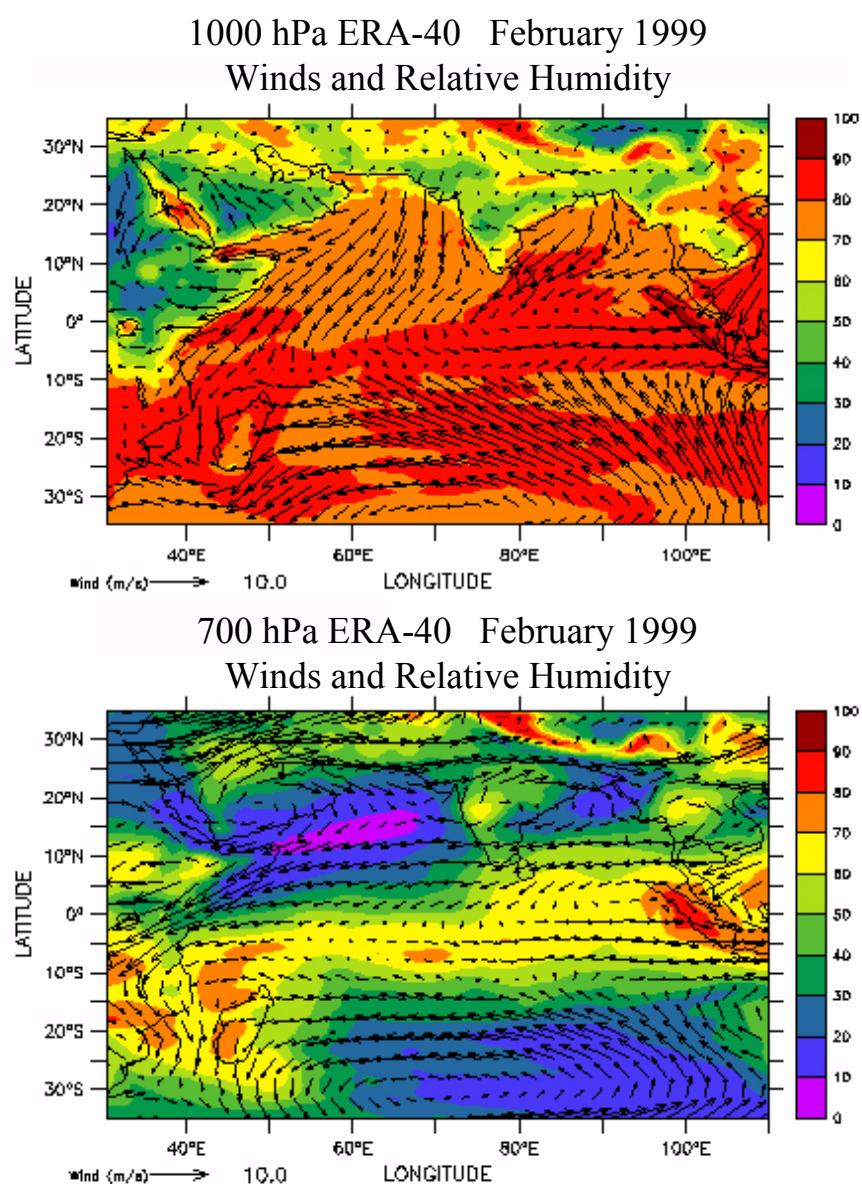


**Figure A-1.6** *L'analyse ERA-40 à 1000 hPa et à 700 hPa en Janvier 1999*

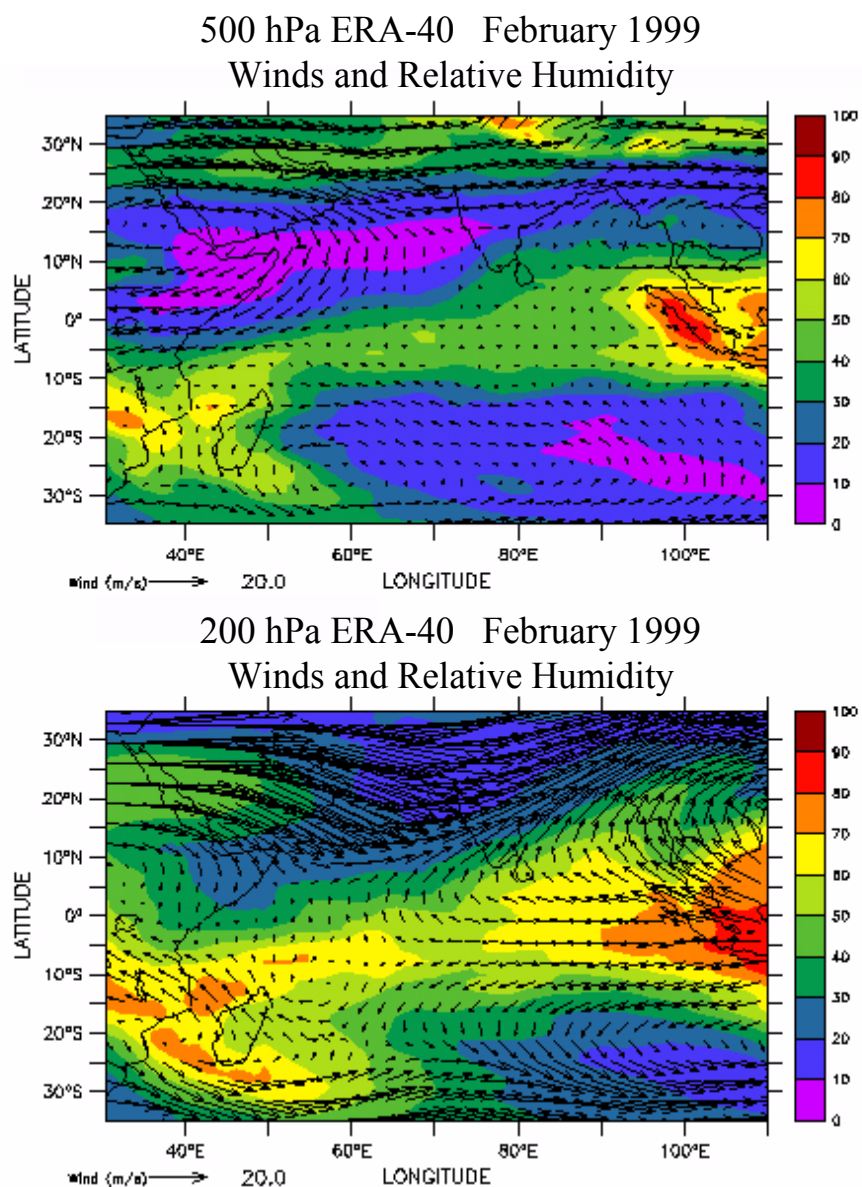


**Figure A-1.7** L'analyse ERA-40 à 500 hPa et à 200 hPa en Janvier 1999



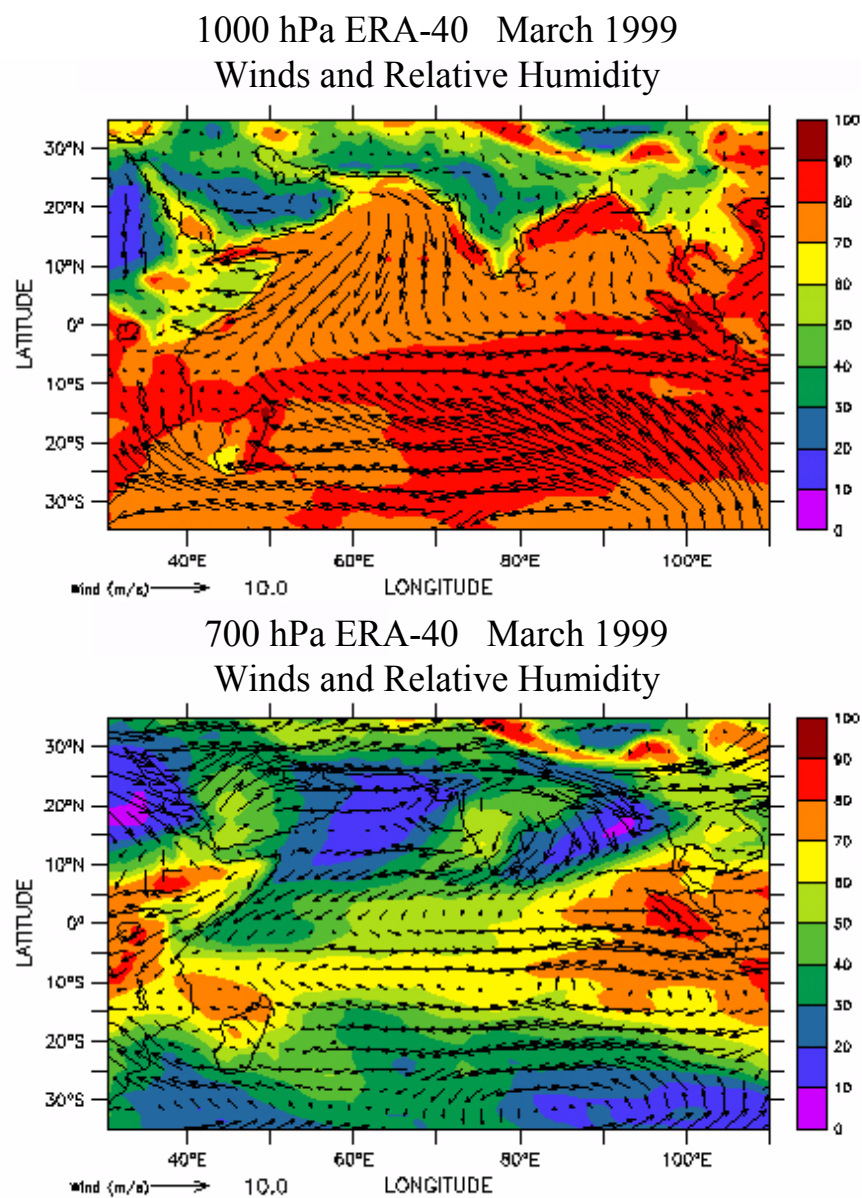


**Figure A-1.8** L'analyse ERA-40 à 1000 hPa et à 700 hPa en Février 1999

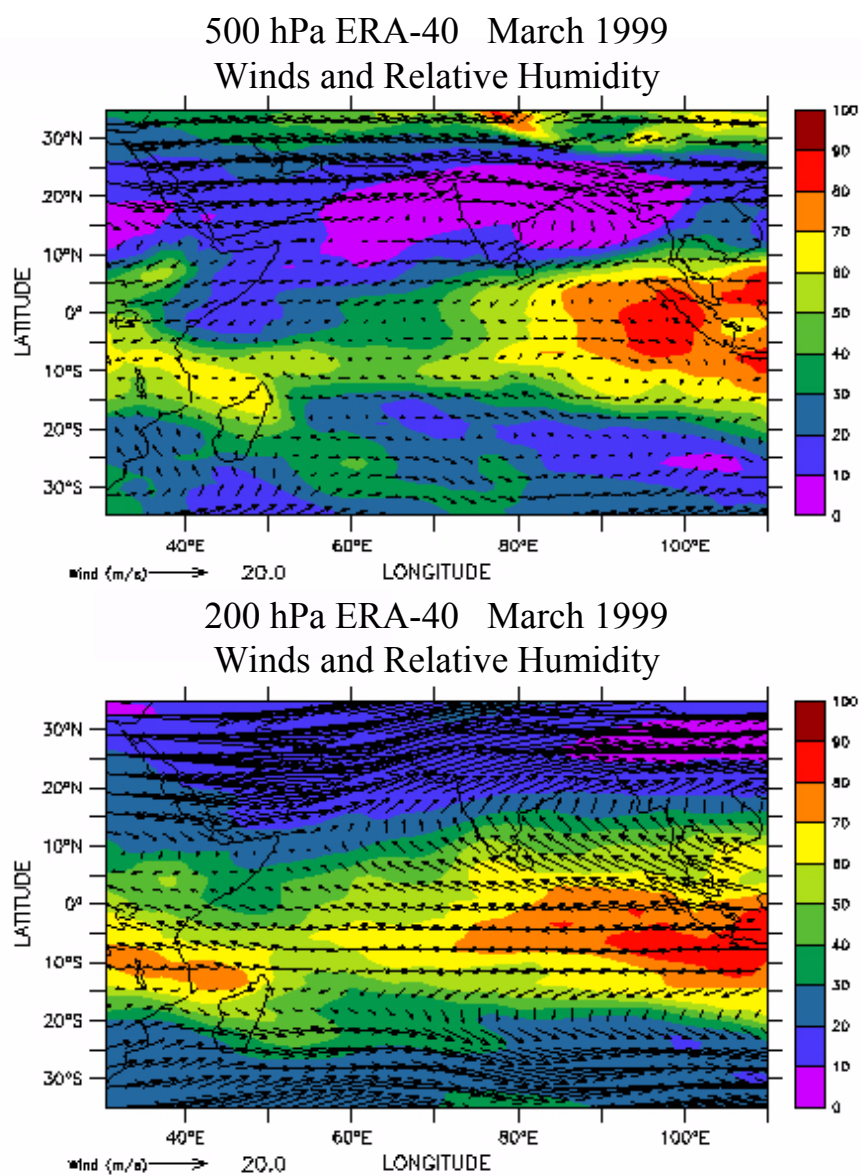


**Figure A-1.9** *L'analyse ERA-40 à 500 hPa et à 200 hPa en Février 1999*





**Figure A-1.10** *L'analyse ERA-40 à 1000 hPa et à 700 hPa en Mars 1999*



**Figure A-1.11** *L'analyse ERA-40 à 500 hPa et à 200 hPa en Mars 1999*



## Annexe-2

# Les échantillonnages des divers radiomètres micro-onde

Dans cette Annexe, nous montrons les tableaux indiquant pour une durée d'un mois, les heures de passage au dessus d'un point donné, de la fauchée du radiomètre SSM/I pour les trois satellites DMSP F-11, F-13 et F-14; du radiomètre TMI à bord de TRMM et du radiomètre MADRAS à bord de Megha-Tropiques.

Les Figures A-2.1 à A-2.5 représentent ces tableaux pour un point situé respectivement à 10°N, 0°, 10°S, 20°S et 30°S, pour le satellite F-11. Les Figures A-2.6 à A-2.10 puis les Figures A-2.11 à A-2.15 représentent les tableaux correspondant à ces mêmes latitudes pour le satellite F-13 puis pour le satellite F-14. Ces figures indiquent par exemple, qu'un point situé à l'équateur est vu par l'instrument à une heure comprise entre 7h et 8h (le matin et le soir) pour F-11, entre 5h et 6h pour F-13 et entre 8h et 9h pour F-14.

Les Figures A-2.16, à A-2.18 représentent le tableau mensuel des statistiques du nombre moyen de passages par jour, respectivement pour les 3 satellites F-11, F-13 et F-14, en fonction de la latitude. Les 3 courbes sont pratiquement similaires. On note cependant quelques différences. Par exemple pour les latitudes comprises entre 35°N et 35°S, le nombre de passage par mois varie entre 30 et 42 fois pour F-11, entre 29 et 45 fois pour F-13 et entre 21 et 41 fois pour F-14. On note en particulier qu'autour de 25° au sud de l'équateur, les trois satellites donnent une valeur minimum de 16 ou 17 passages par mois seulement. Par contre le maximum avec 6 fois par jour, ne concerne que les hautes latitudes à 75° Nord et 75° Sud. On peut donc dire que dans notre région d'étude de l'Océan Indien 35°N à 35°S, le nombre moyen de passages est d'environ une fois par jour, pour chacun des satellites DMSP.

Les Figures A-2.19 à A-2.23 représentent les tableaux montrant les heures de passage au-dessus d'un point situé respectivement à 10°N, 0°, 10°S, 20°S et 30°S, pour le radiomètre TMI à bord du satellite TRMM. Ces heures se décalent au fur et à mesure et un point n'est pas vu systématiquement à la même heure comme c'est le cas pour les satellites DMSP qui sont héliosynchrones. La Figure A-2.24 représente le tableau mensuel des statistiques du nombre moyen de passages par jour en fonction de la latitude. Comme l'inclinaison du satellite TRMM est de 35°, seules les latitudes comprises entre 38°N et 38°S sont sous la fauchée de l'instrument TMI. On note que par exemple le premier jour, il y a deux passages à l'équateur mais un seul à 10°N et aucun passage à 10°S. Le nombre total est au moins de 30 passages près de l'équateur et augmente vers 35°N et vers 35°S jusqu'à plus de 70. Ainsi le nombre moyen est autour de 1 passage ou bien 2 passages suivant la latitude considérée dans la bande tropicale comprise entre 35°N et 35°S.

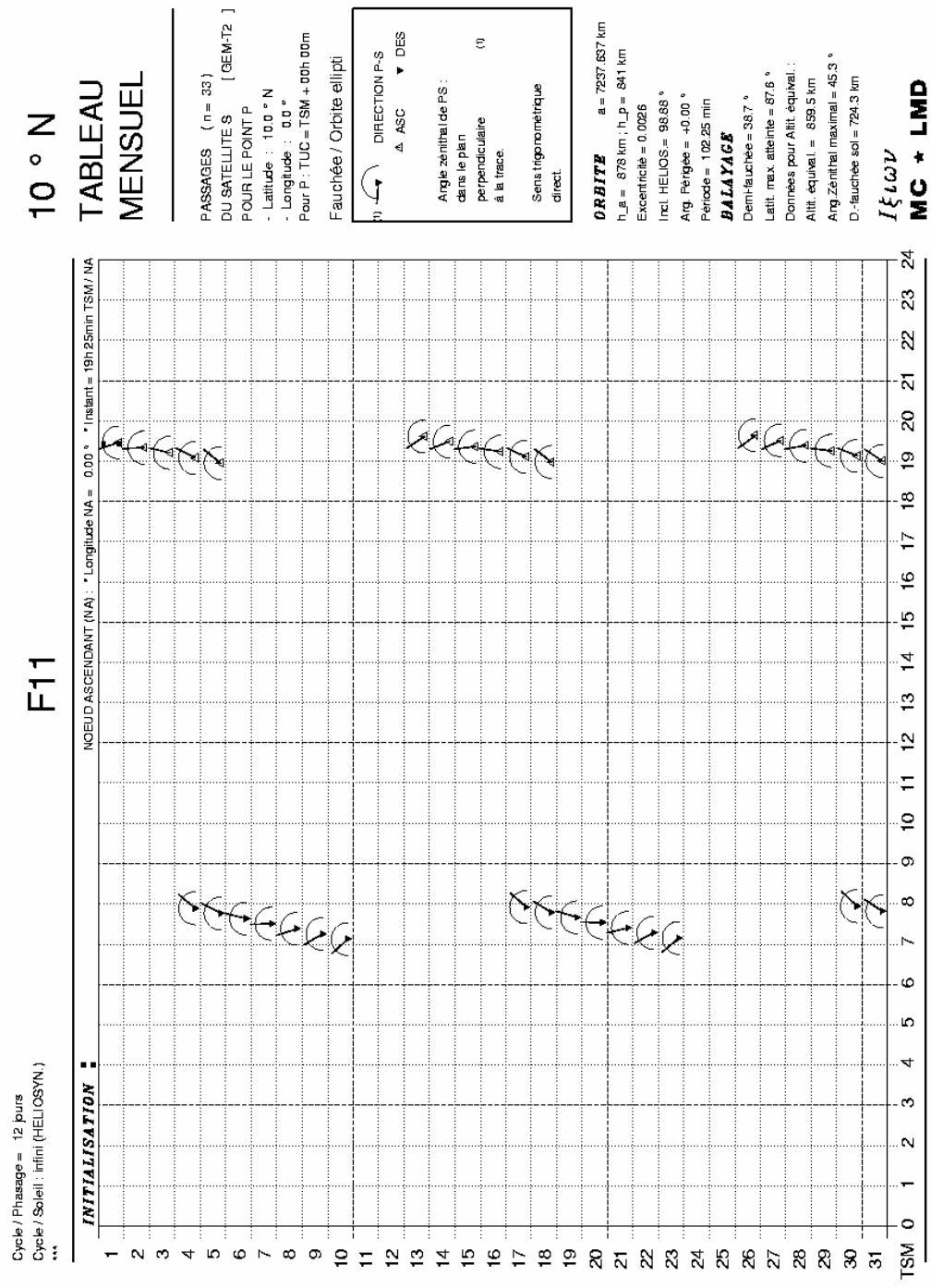
Les Figures A-2.25 à A-2.28 représentent les tableaux montrant les heures de passage au-dessus d'un point situé respectivement à 10°N, 0°, 10°S, et 20°S, pour le radiomètre MADRAS à bord du satellite Megha-Tropiques. Ce satellite ayant une inclinaison de 20°, la région observée est une bande comprise entre 23°S et 23°N seulement. On voit que comme

pour TRMM, les heures de passage varient au cours de la journée, mais aussi que le nombre de passages est sensiblement plus élevé. La Figure A-2.29 qui représente le tableau mensuel des statistiques du nombre moyen de passages par jour en fonction de la latitude, indique un nombre qui est au minimum de 3 passages par jour à l'équateur et au moins de 5 passages à une latitude de 15°N ou 15°S.

Les trois figures A-2.30 à A-2.32 représentent la trace de l'orbite journalière respectivement des satellites DMSP F-11, TRMM et Megha-Tropiques ainsi que les traces des fauchées dues au balayage conique des radiomètres respectifs, SSM/I, TMI et MADRAS. On remarque que pour SSM/I il y a plusieurs zones sans aucun passage, que pour TRMM il subsiste quelques régions près de l'équateur qui ne sont pas vues par le radiomètre TMI pendant un jour, tandis que pour Megha-Tropiques il y a une plus grande densité de passages et les traces des fauchées se chevauchent ne laissant aucun endroit sans observation.

En comparaison avec DMSP et TRMM, le satellite Megha-Tropiques fournira une bien meilleure couverture spatiale et temporelle de la bande tropicale.

Toutes les figures présentées dans cette Annexe ont été produites avec le logiciel IXION réalisé par Michel Capderou (LMD).



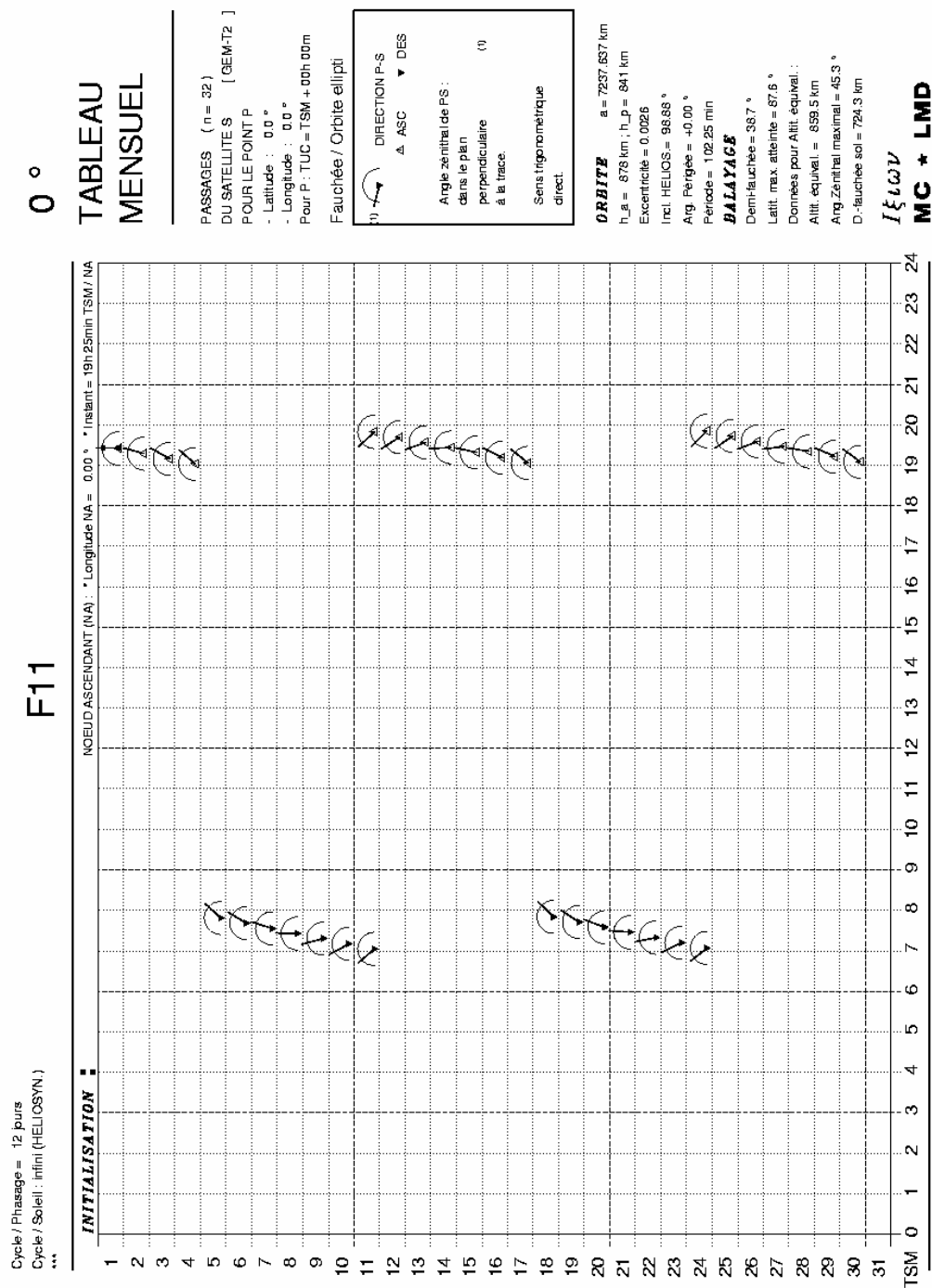
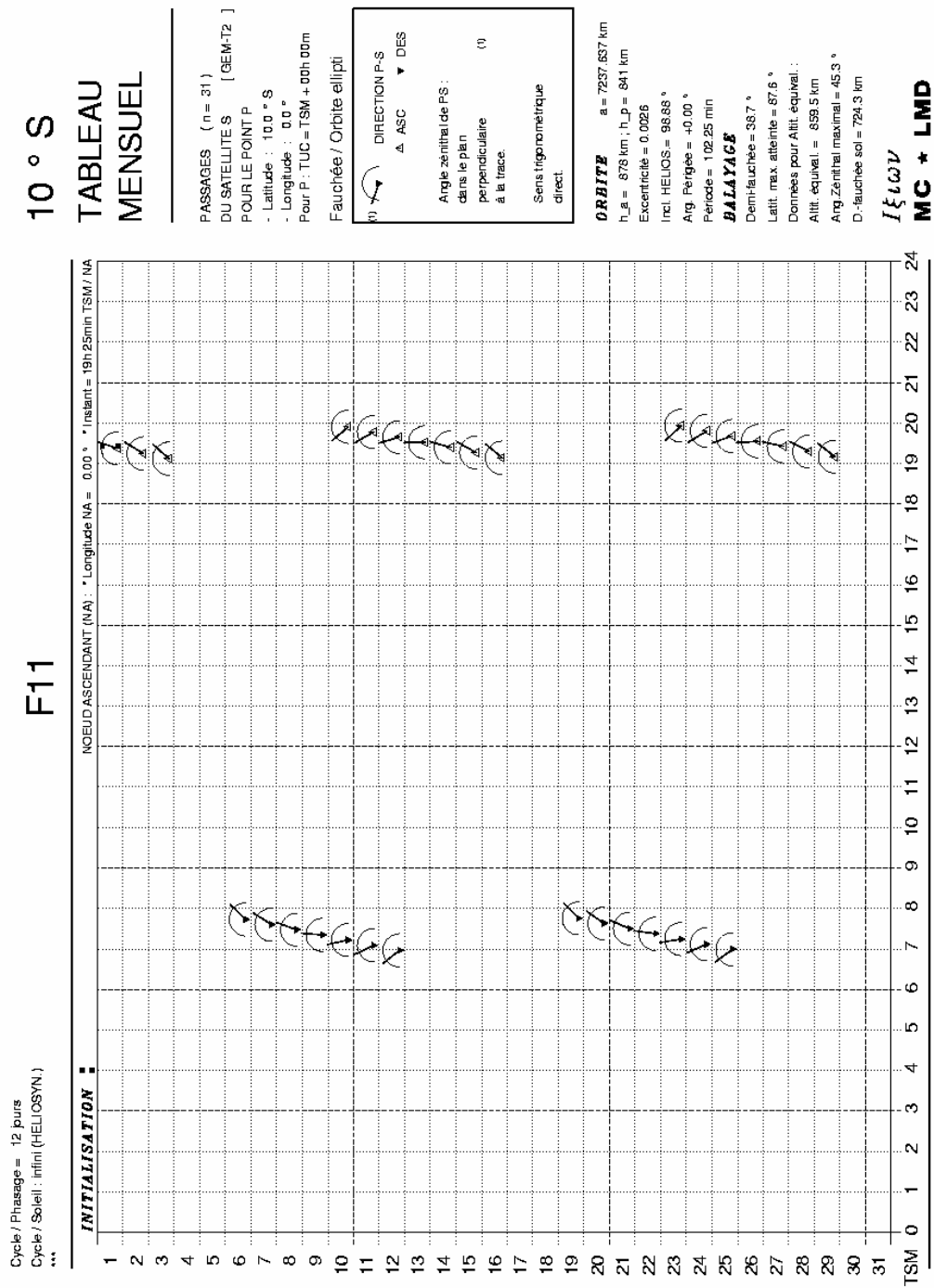


Figure A-2.2 Idem Fig. A-2.1 pour un point à 0°.





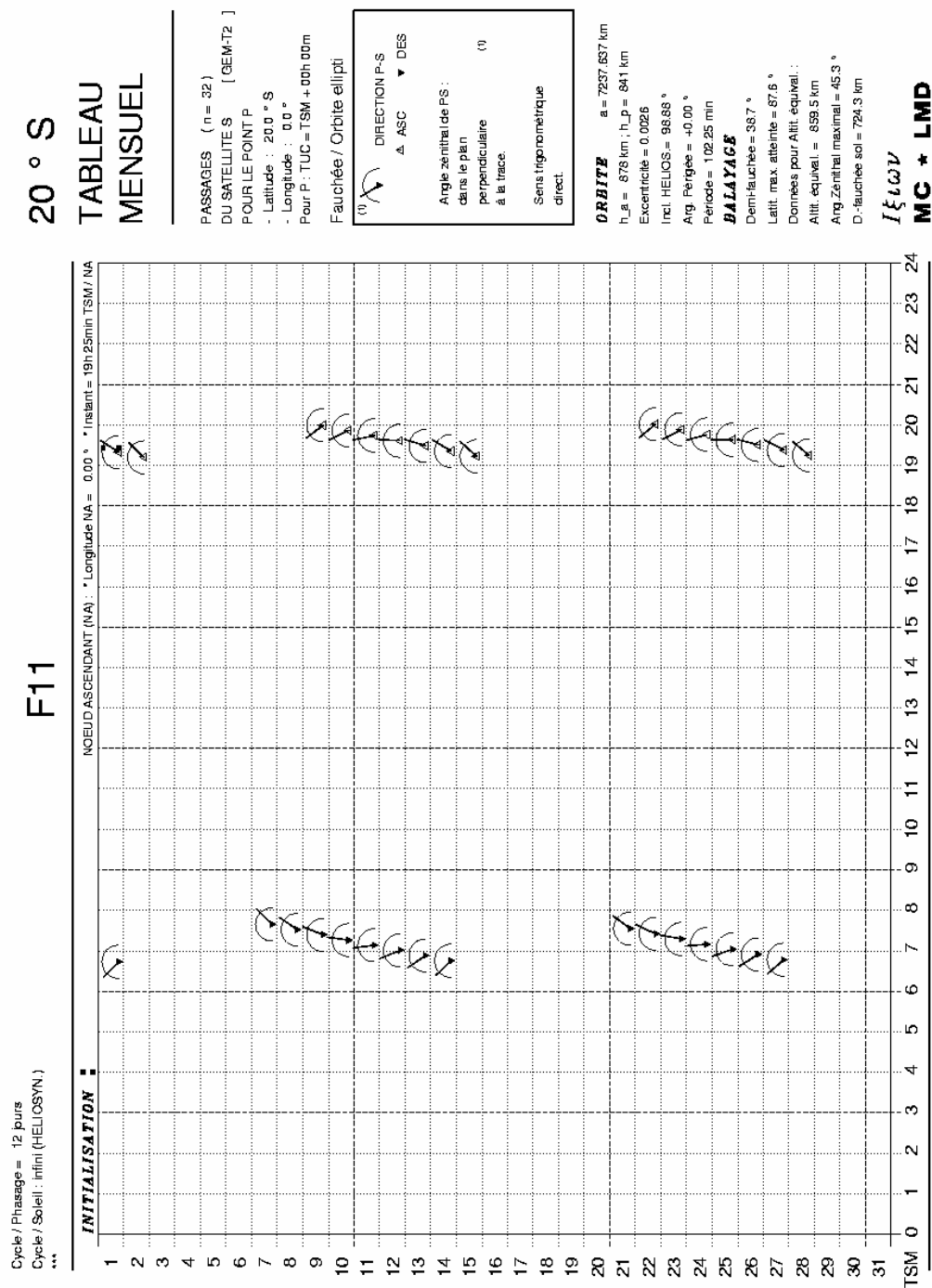


Figure A-2.4 Idem Fig. A-2.1 pour un point à 20° S.

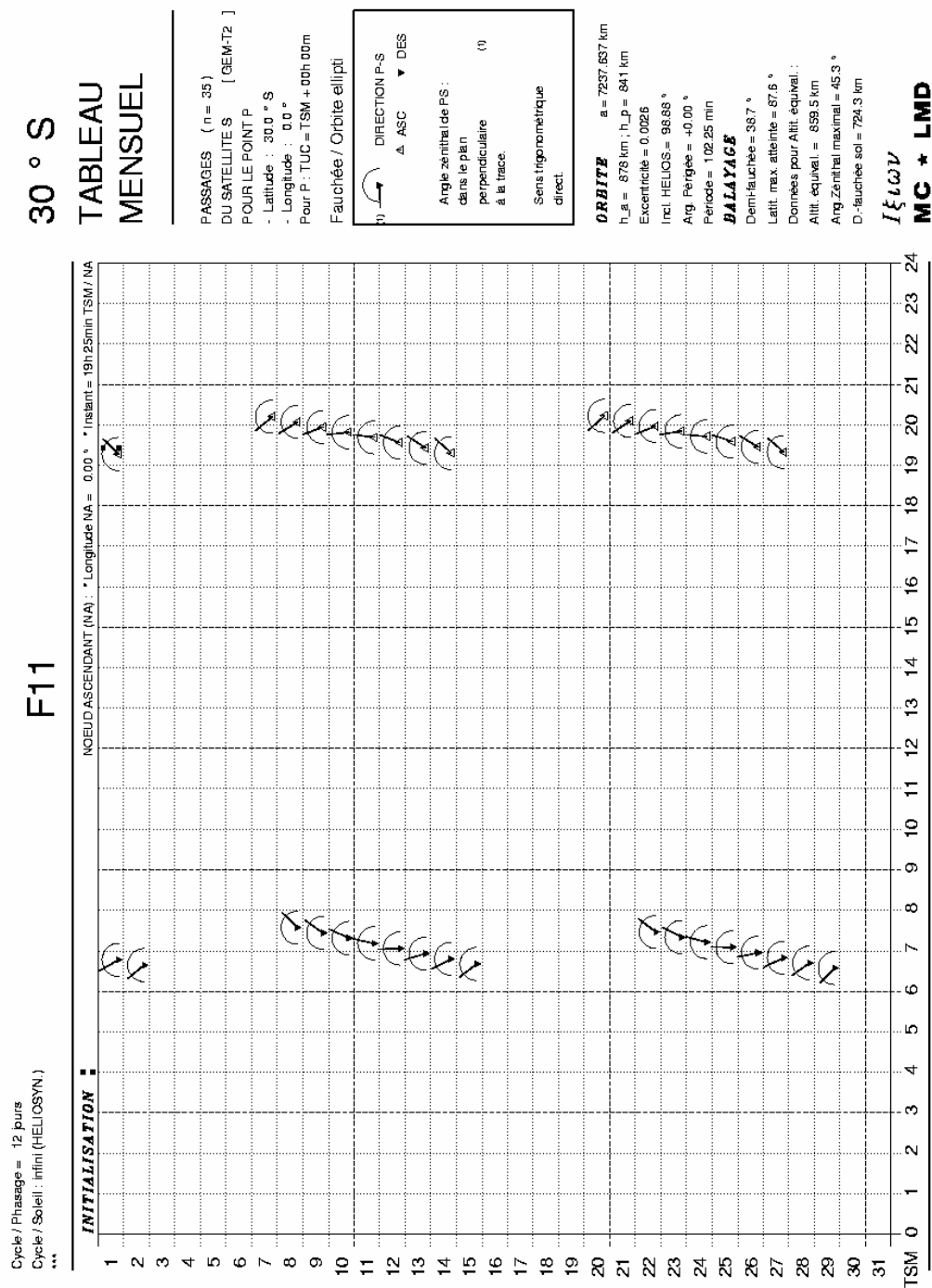
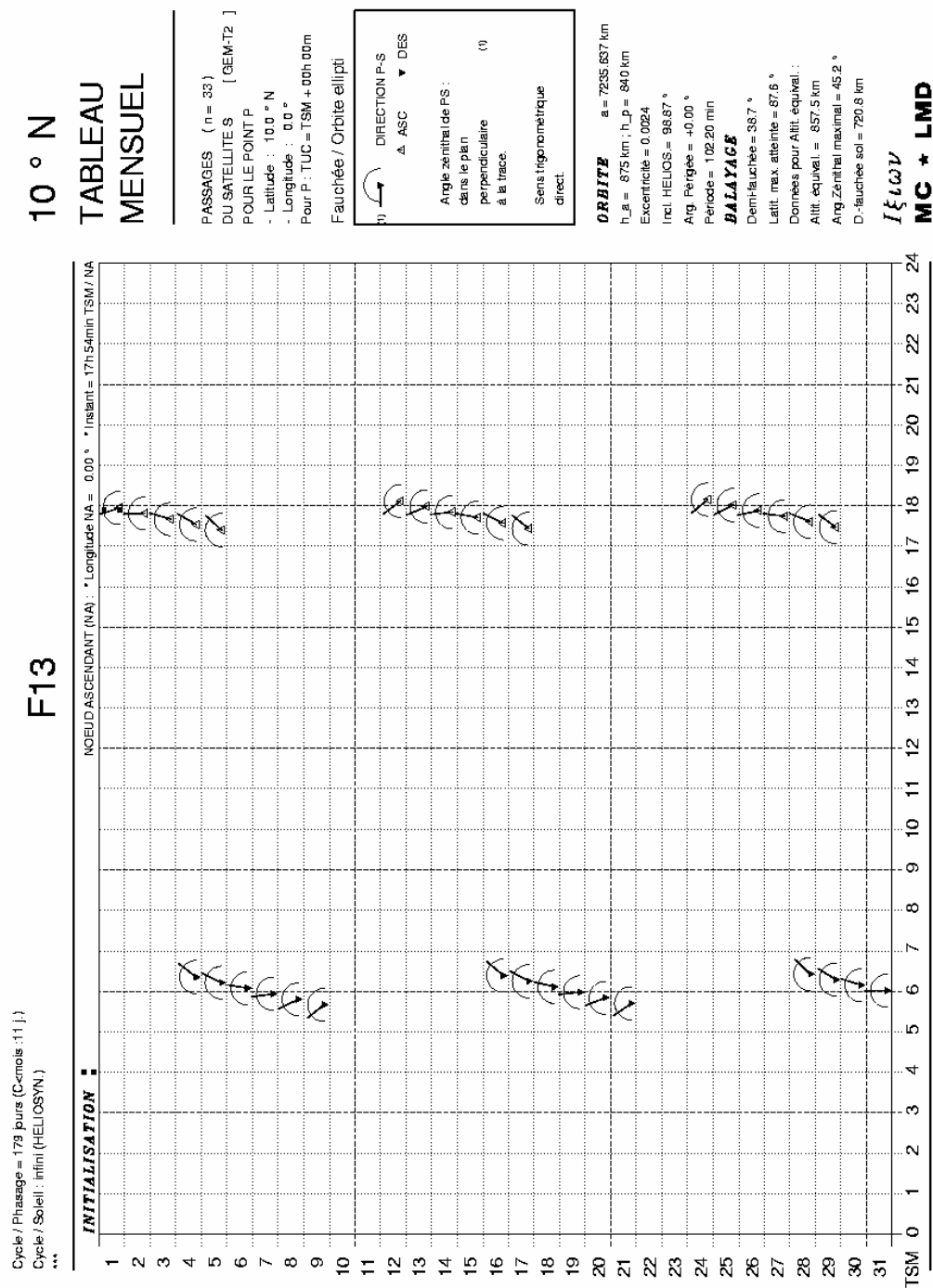


Figure A-2.5 Idem Fig. A-2.1 pour un point à 30° S.



**Figure A-2.6** Heures de passage de SSM/I au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois, pour le satellite **F-13**. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.



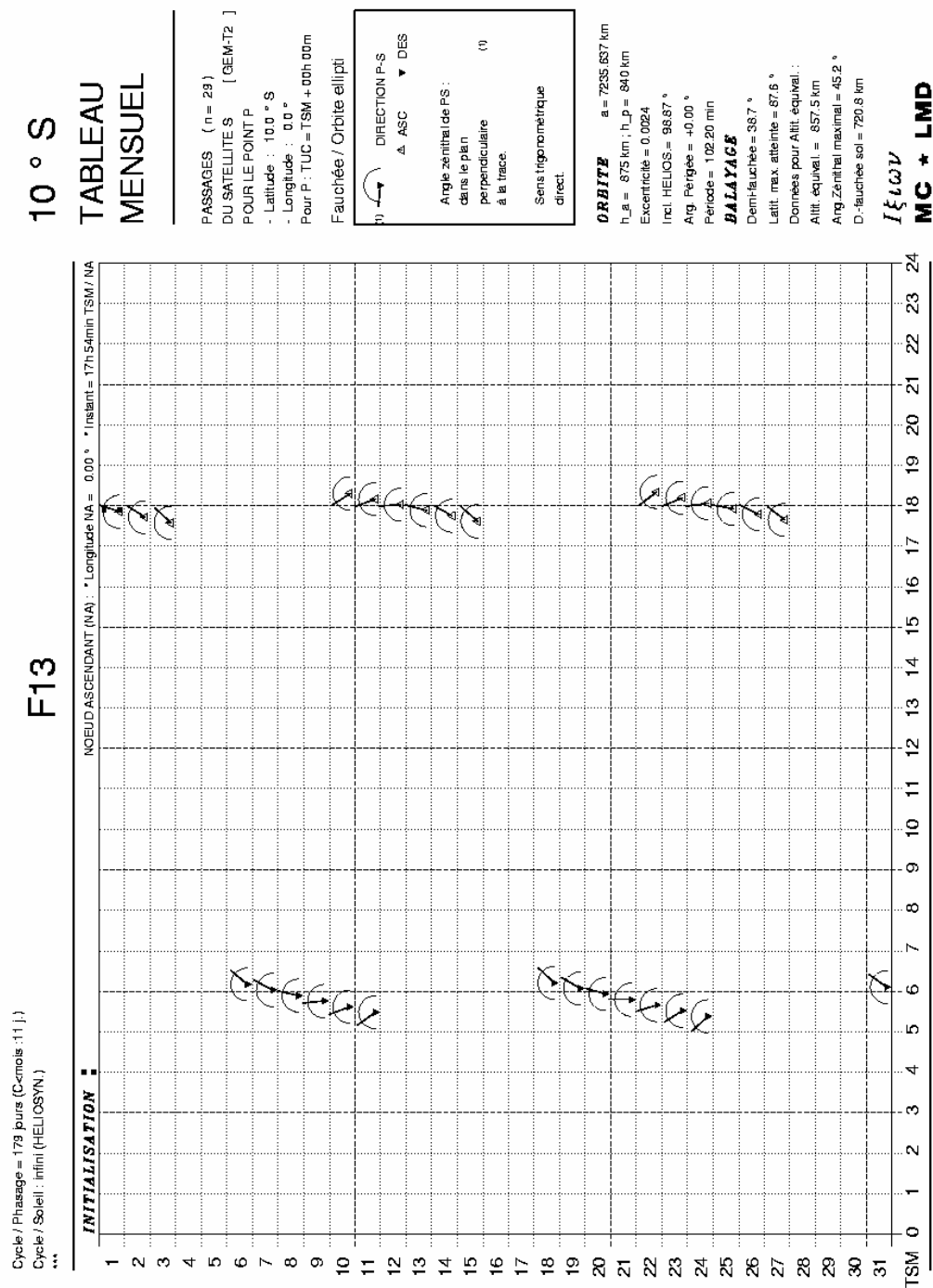
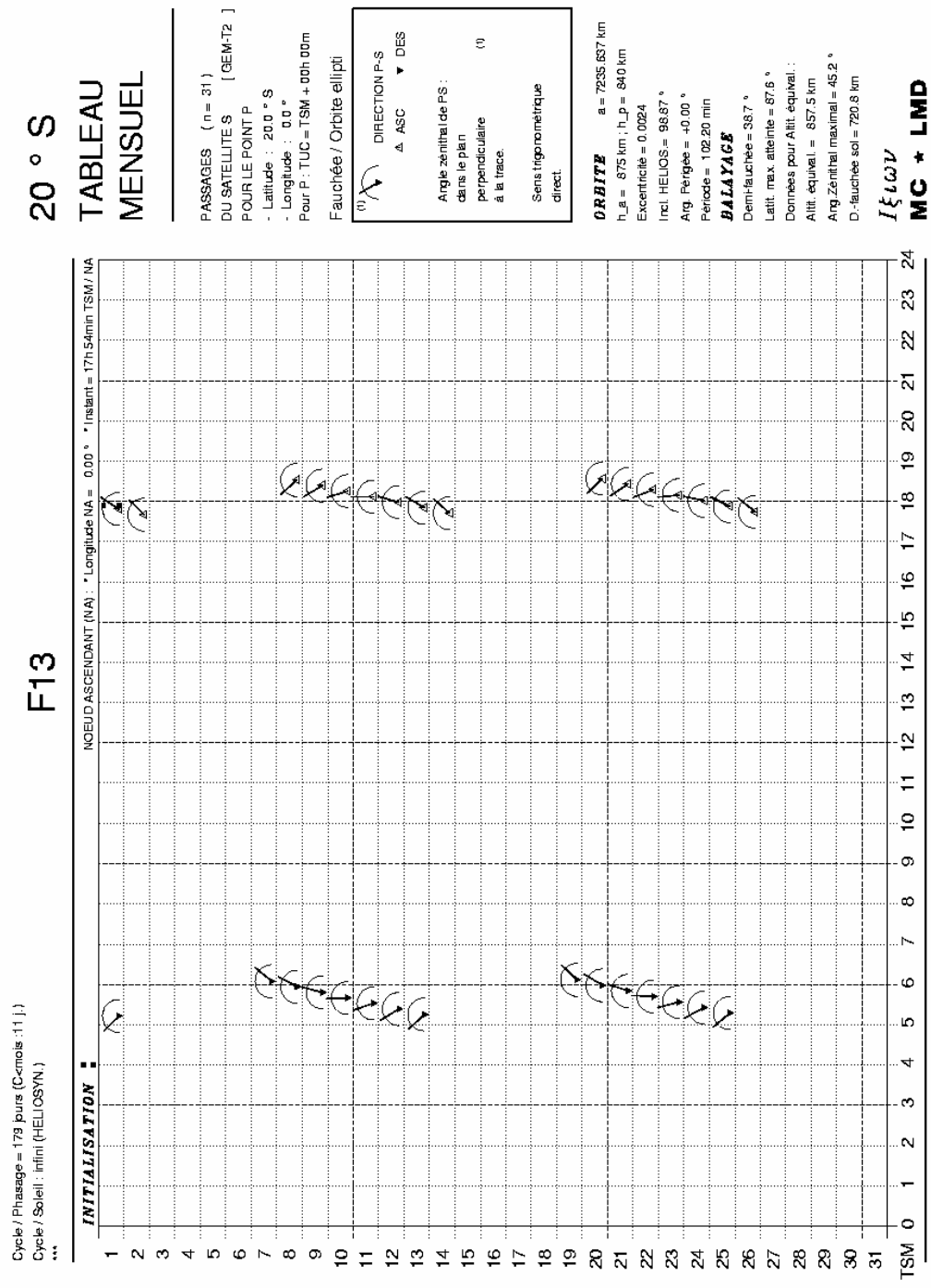


Figure A-2.8 Idem Fig. A-2.6 pour un point à 10°S.



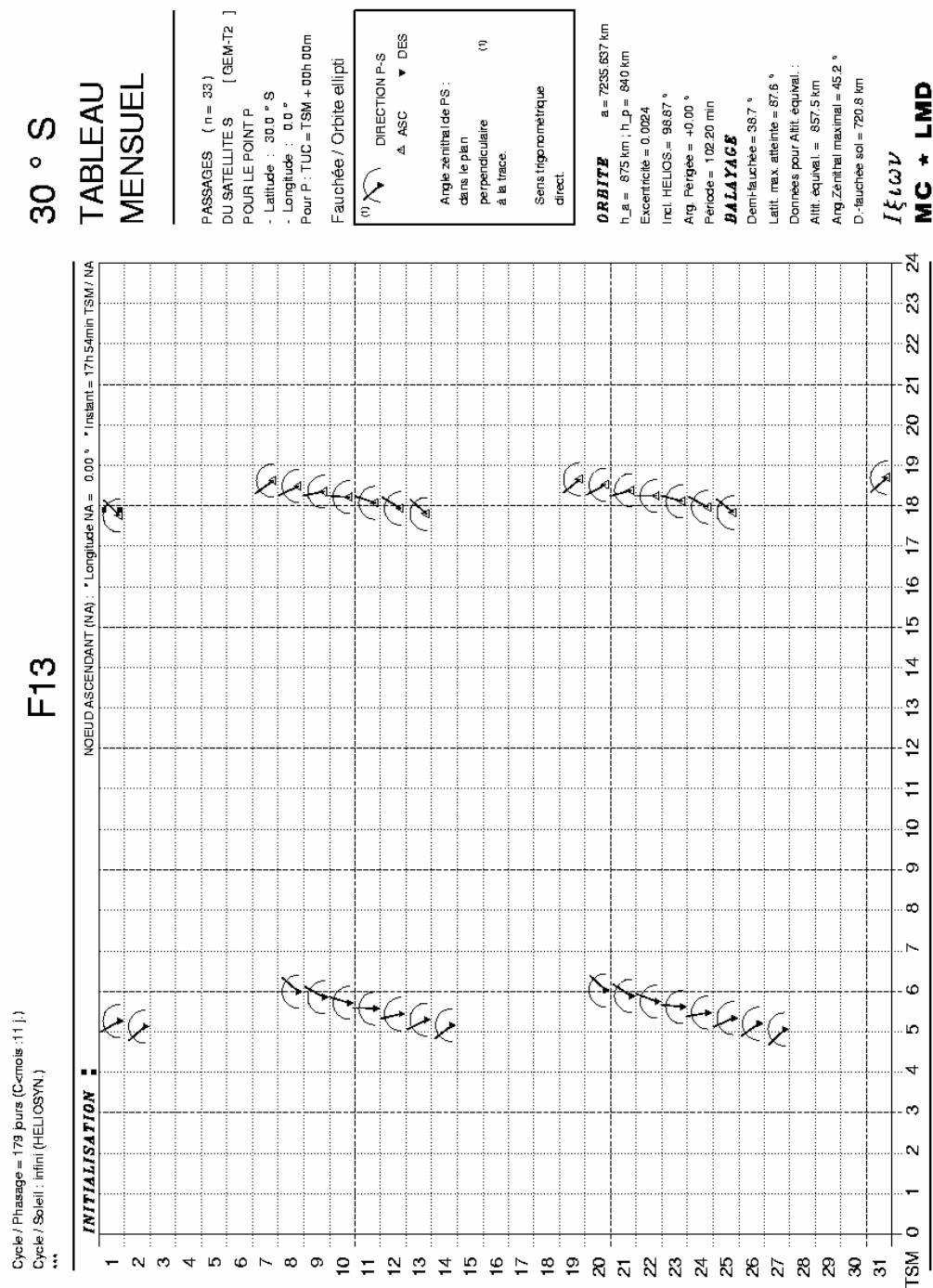
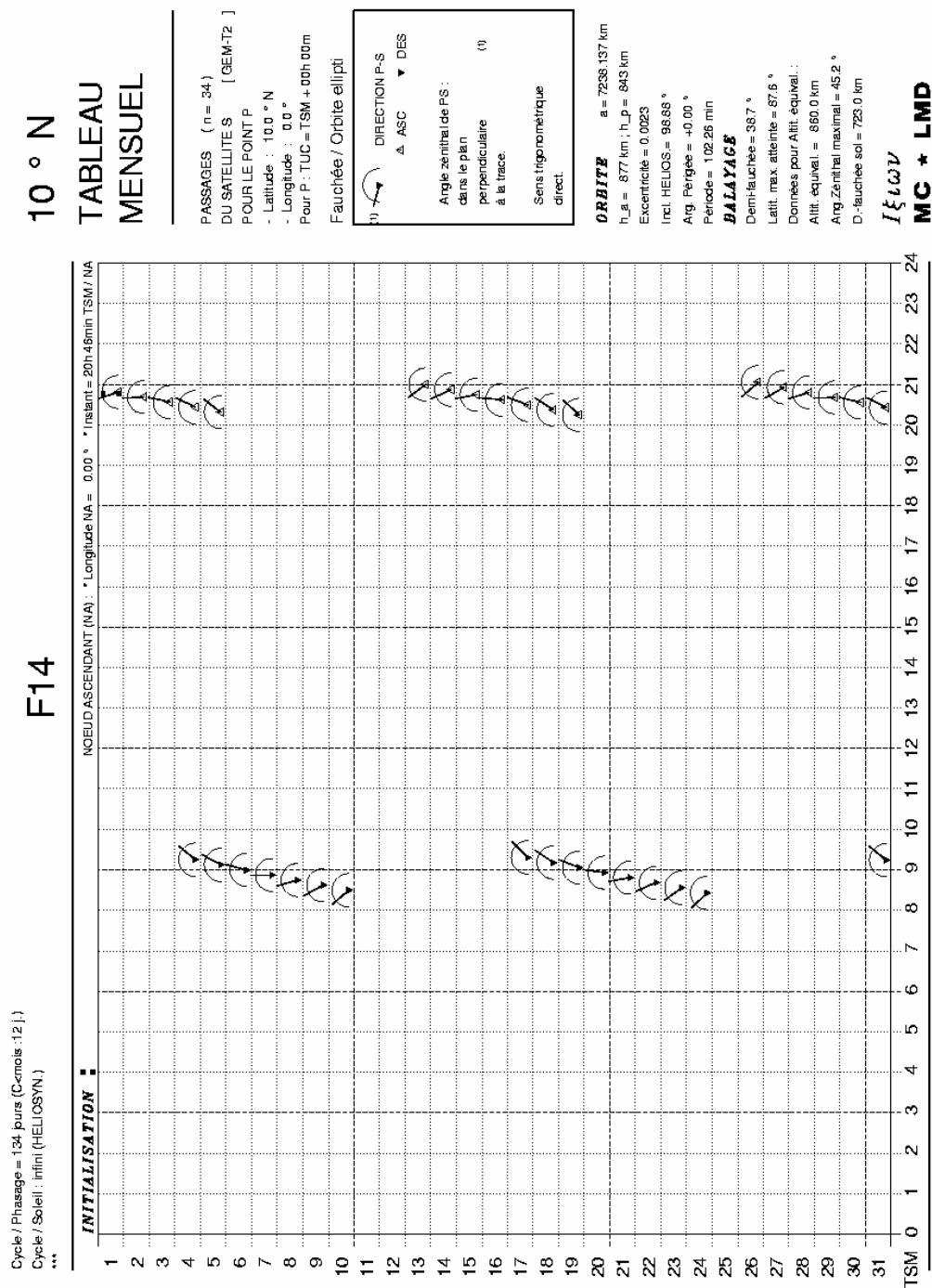


Figure A-2.10 Idem Fig. A-2.6 pour un point à 30°S.



**Figure A-2.11** Heures de passage de SSM/I au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois, pour le satellite **F-14**. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.



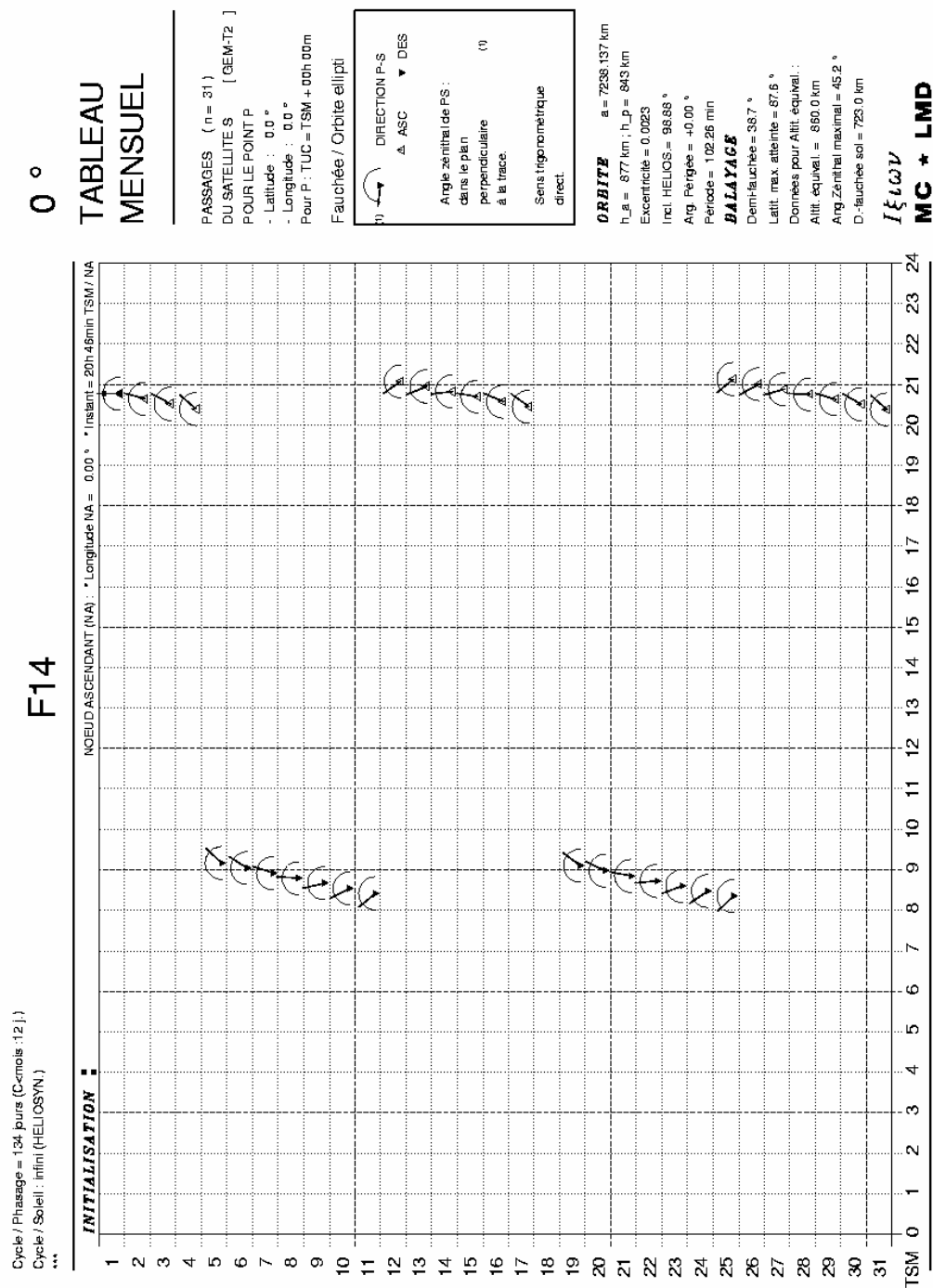
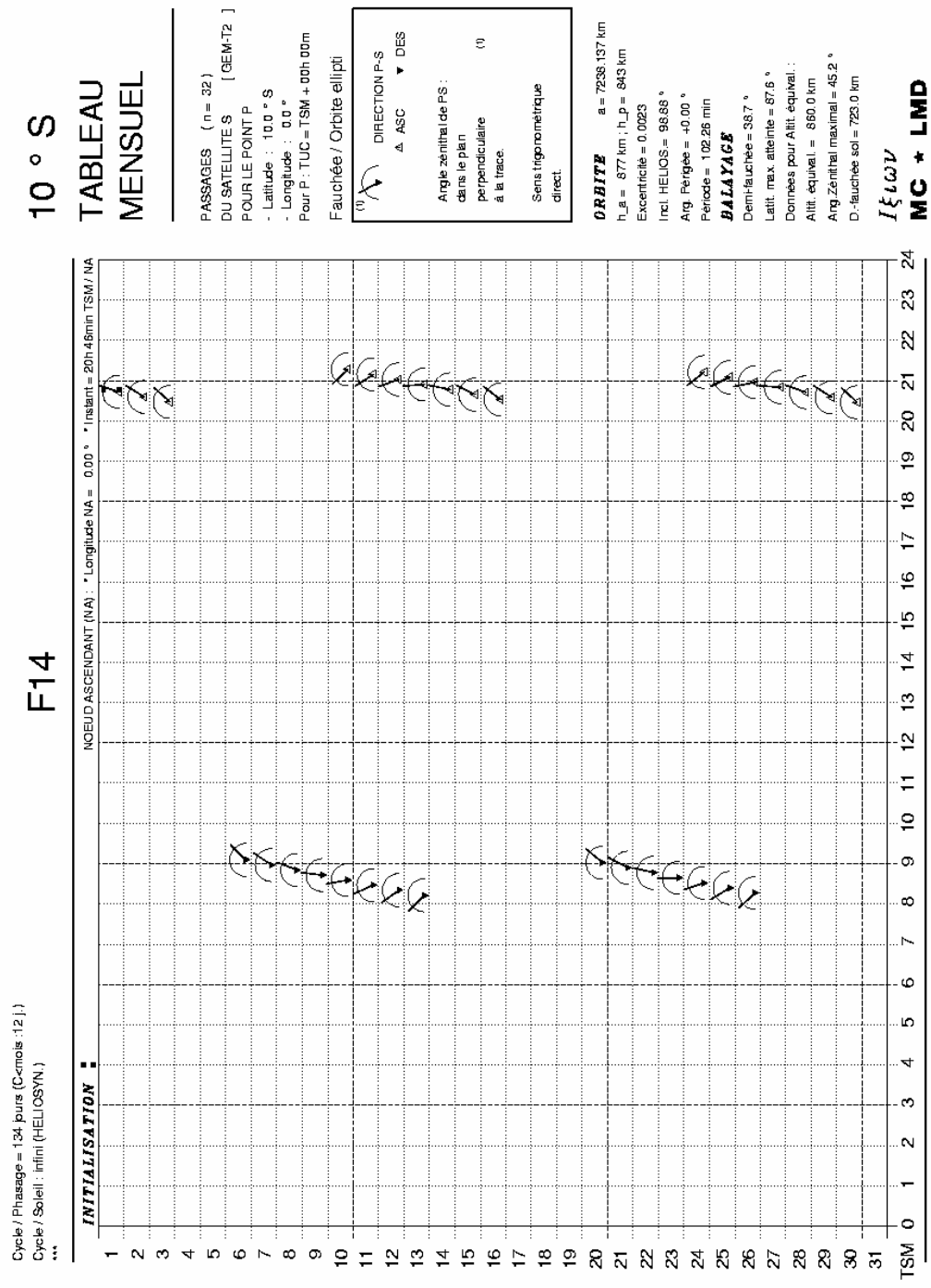


Figure A-2.12 Idem Fig. A-2.11 pour un point à 0°.



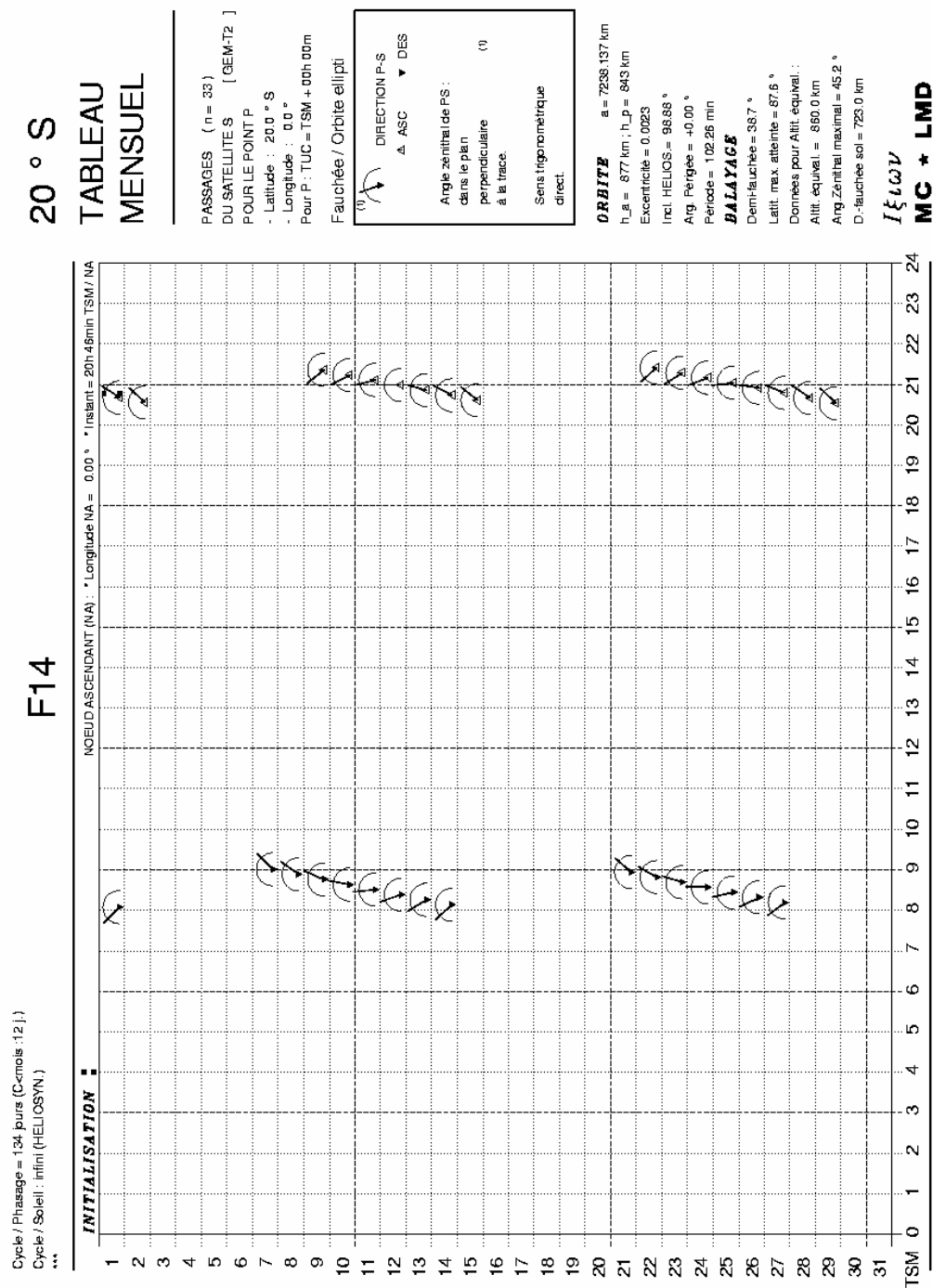
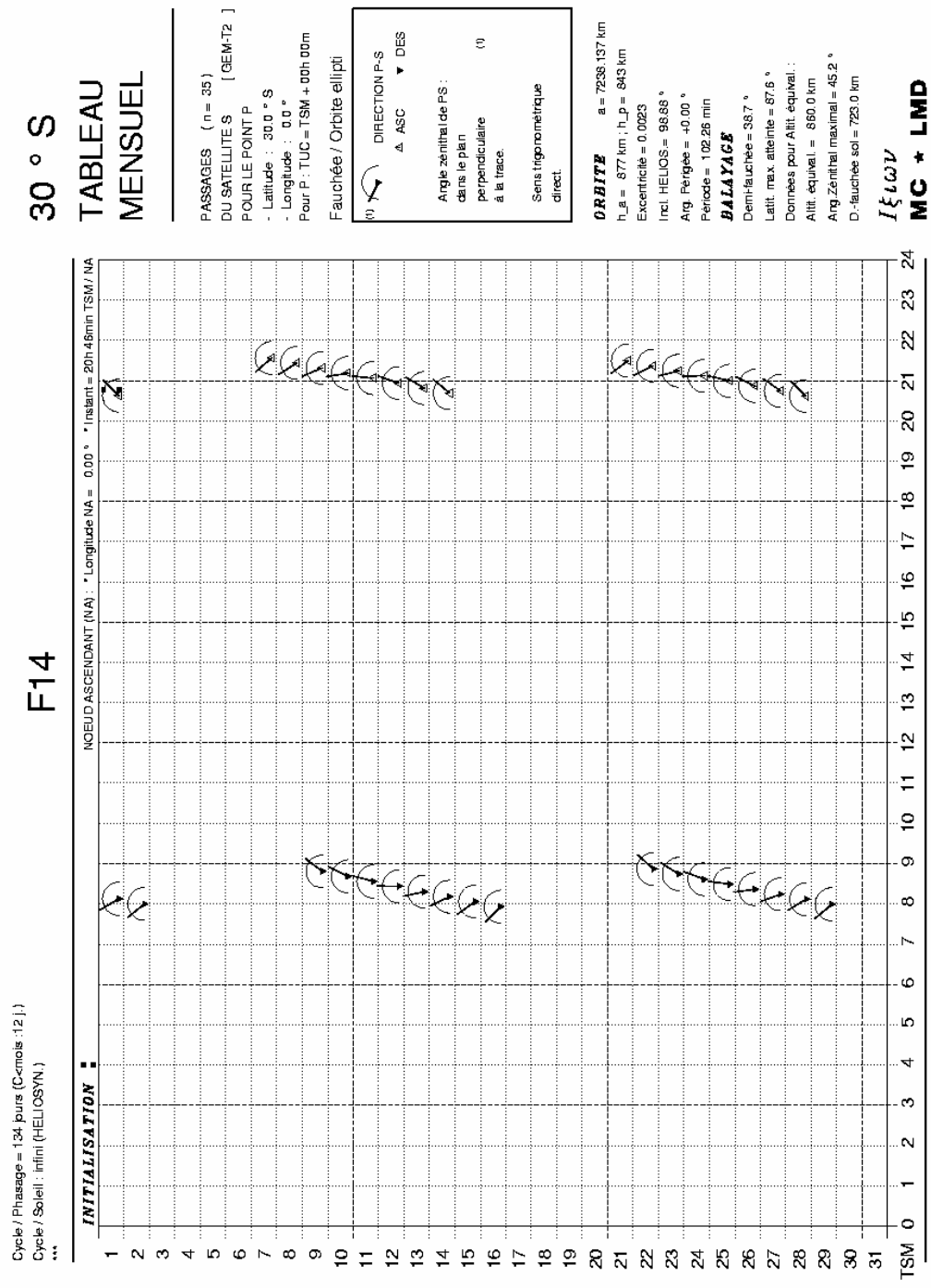
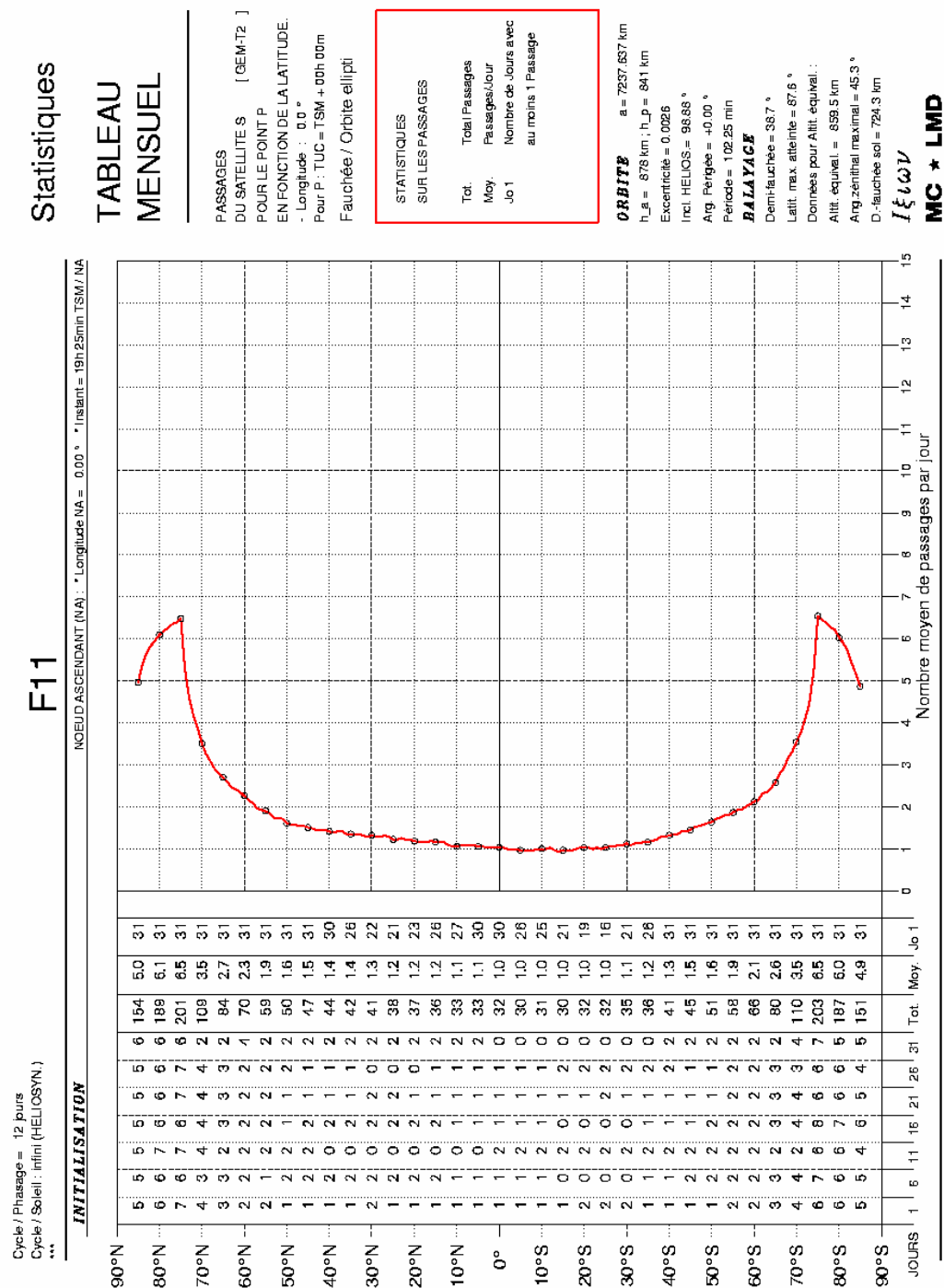


Figure A-2.14 Idem Fig. A-2.11 pour un point à 20°S.





**Figure A-2.16** Tableau mensuel de nombre moyen de passages pour F-11. L'axe des X représente le nombre de passages et l'axe des Y représente la latitude.



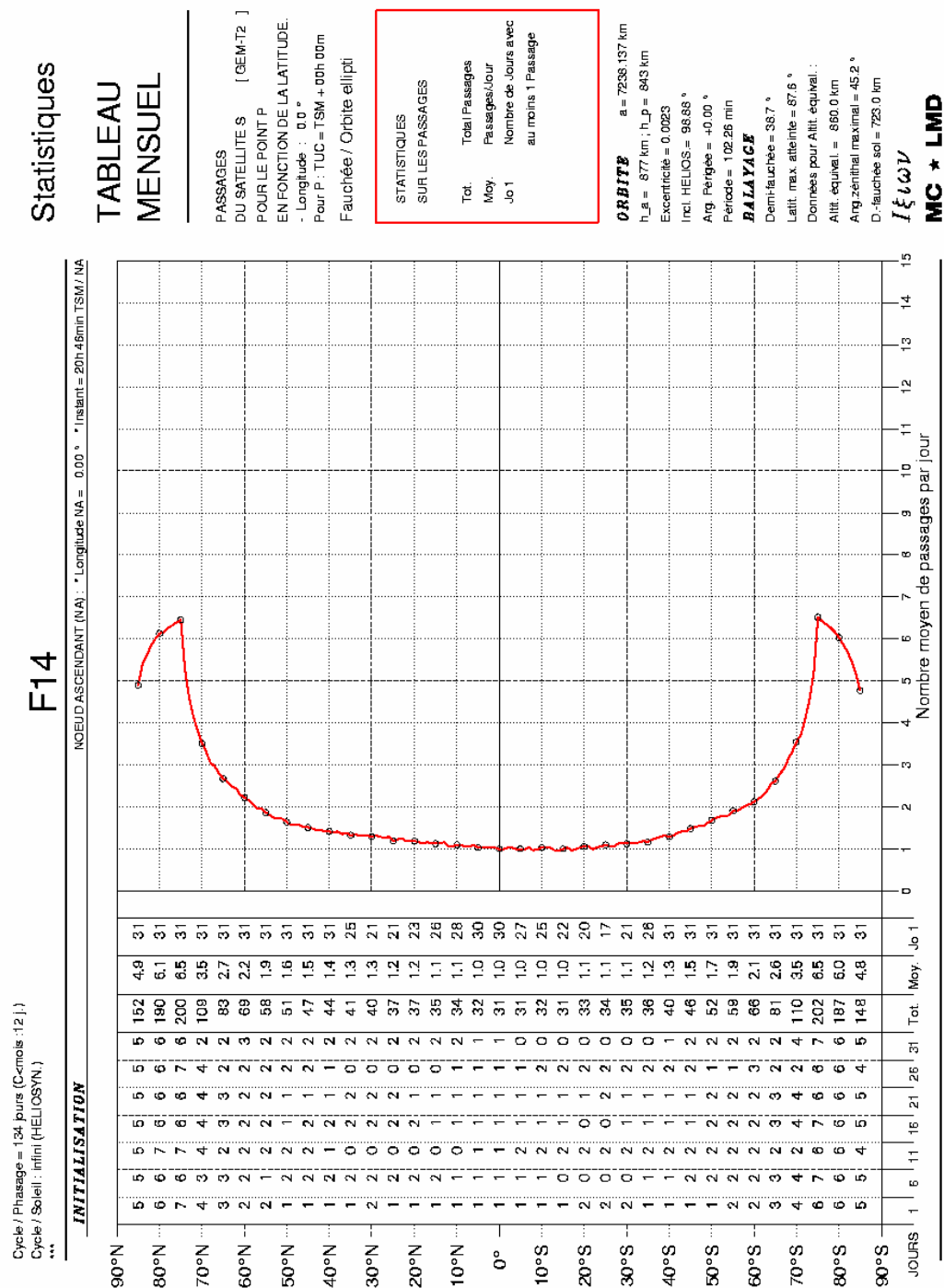
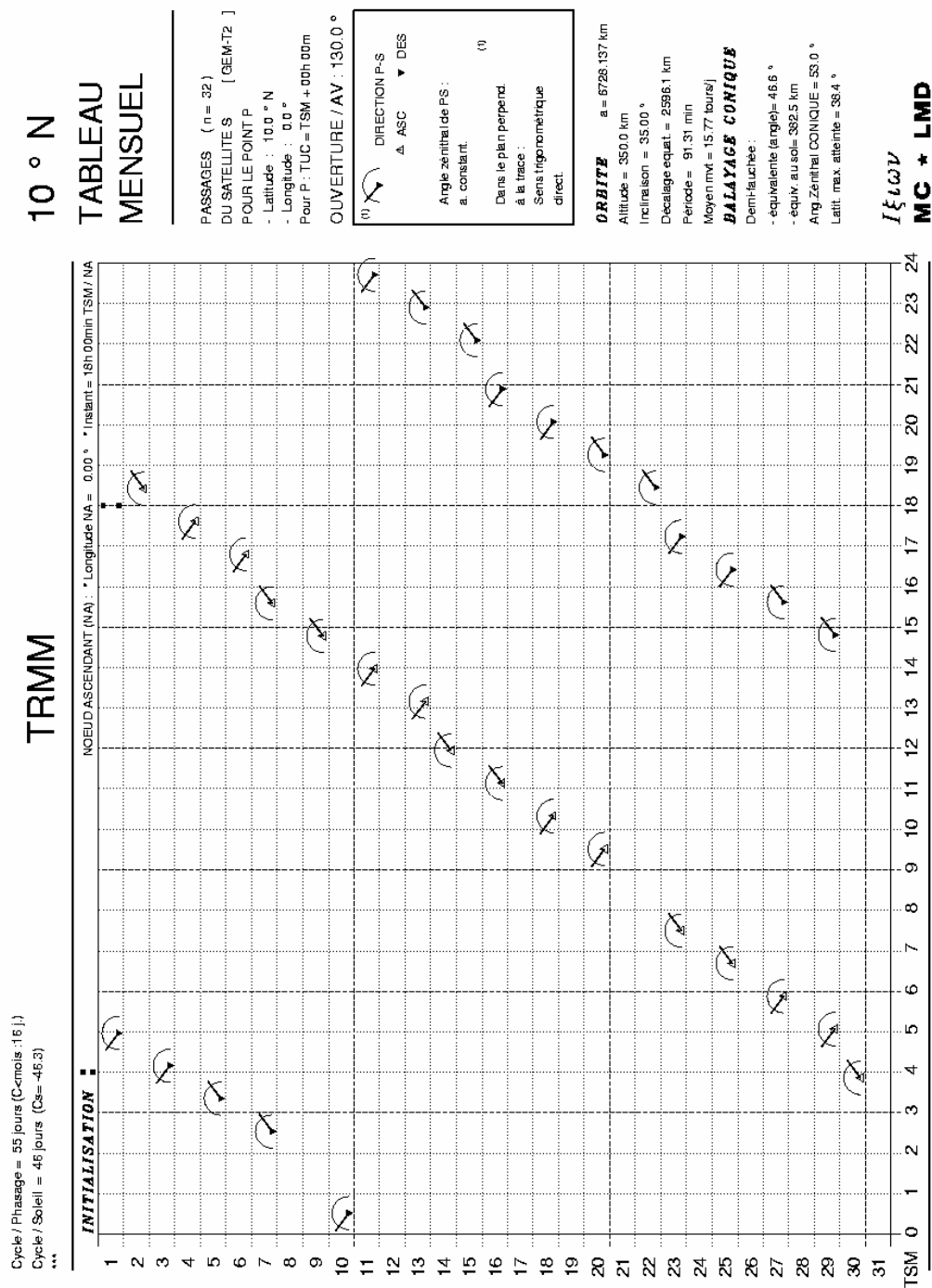


Figure A-2.18 Idem Fig. A-2.16 pour F-14.



**Figure A-2.19** Heures de passage du TMI à bord de TRMM au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.



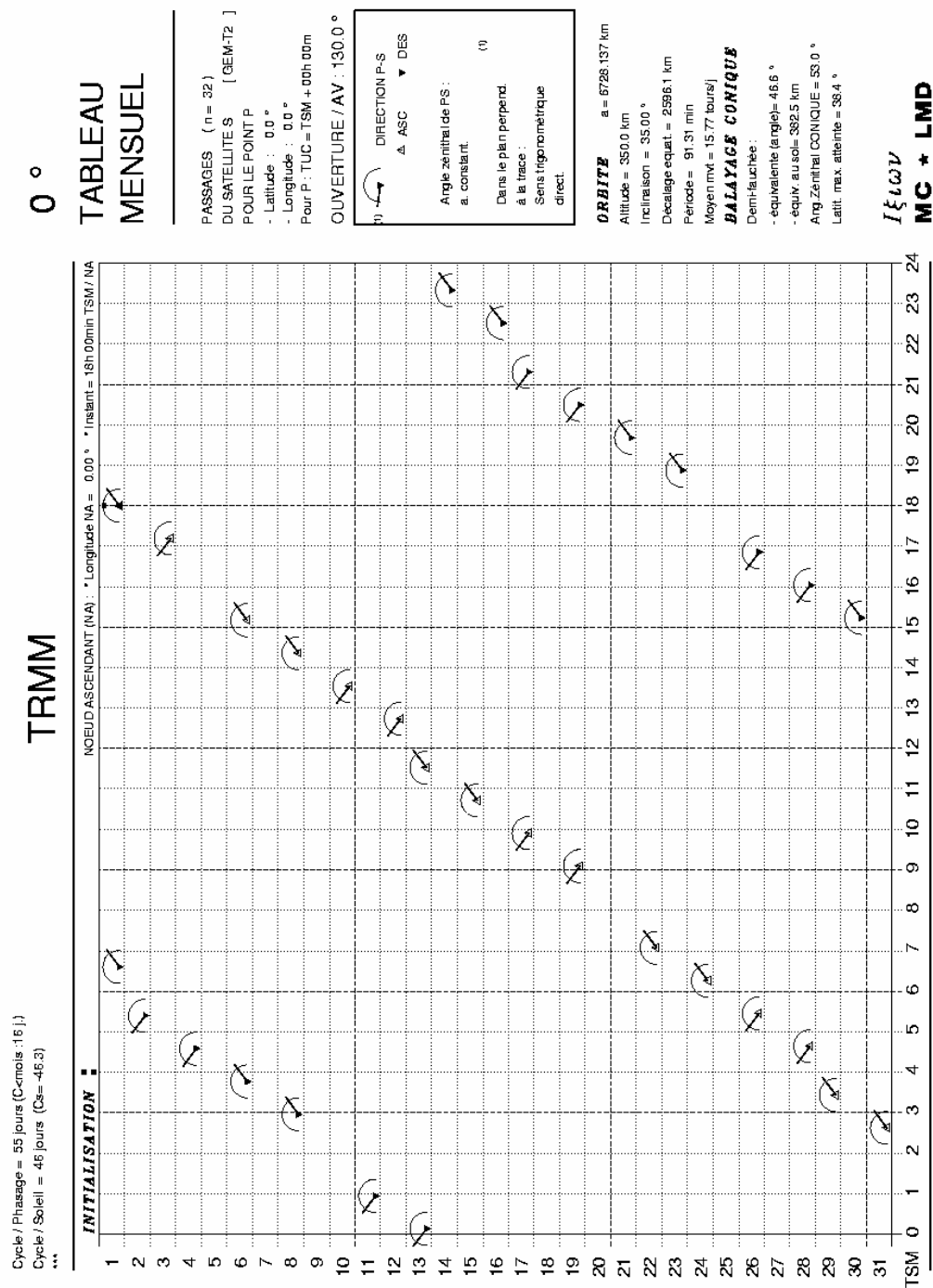
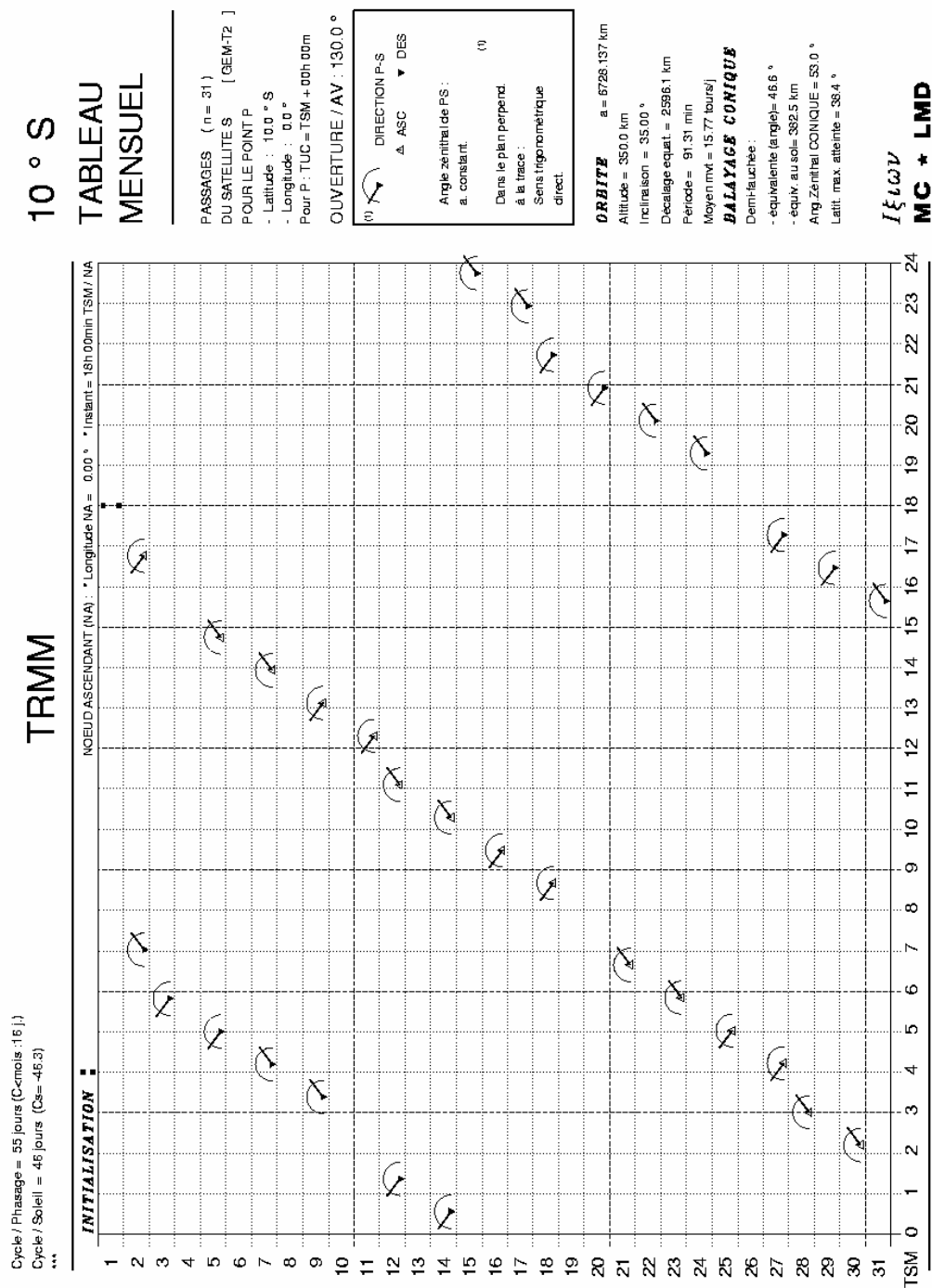


Figure A-2.20 Idem Fig. A-2.19 pour un point à 0°.



**Figure A-2.21** *Idem Fig. A-2.19 pour un point à 10°S.*

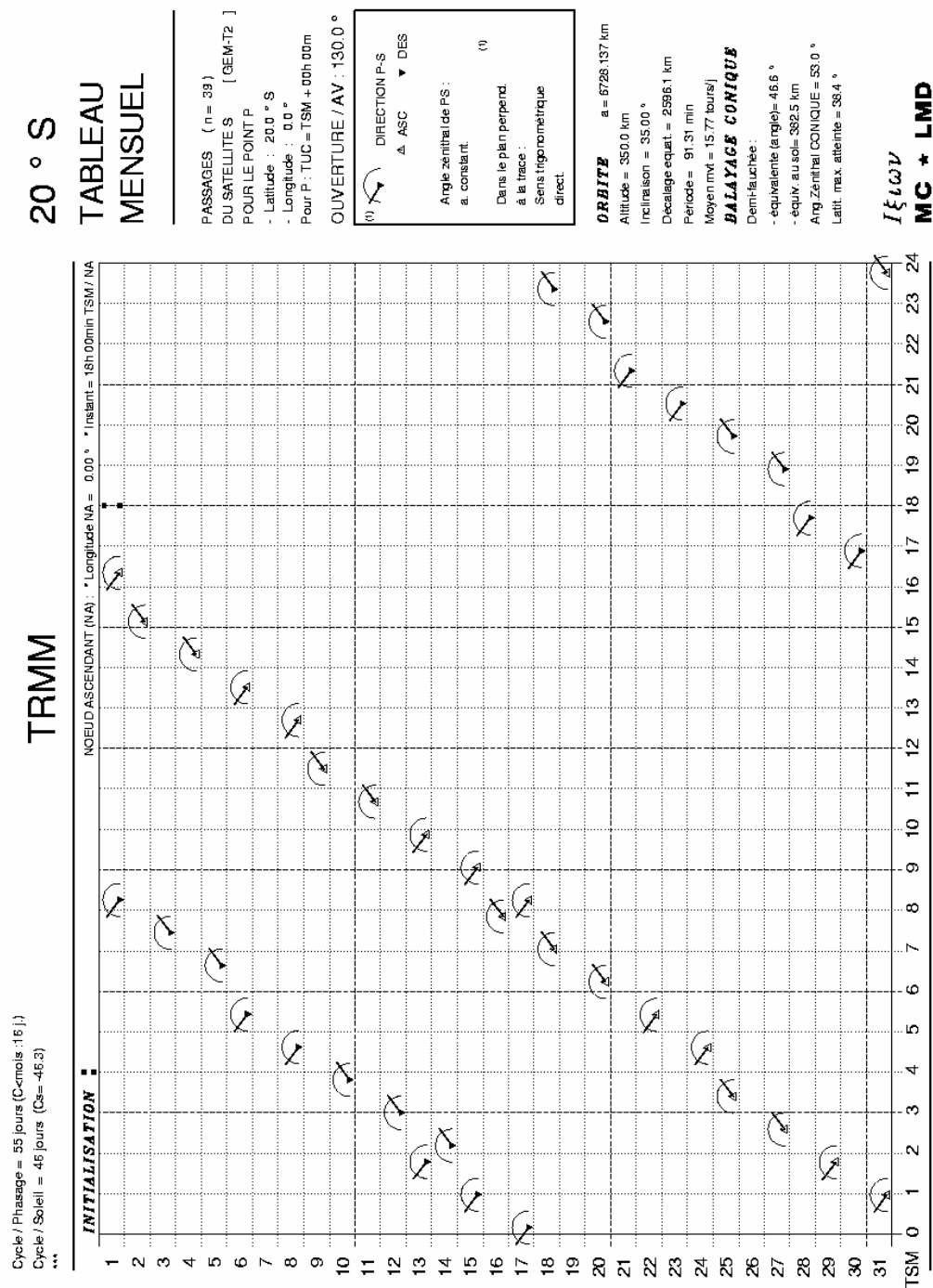


Figure A-2.22 Idem Fig. A-2.19 pour un point à 20°S.

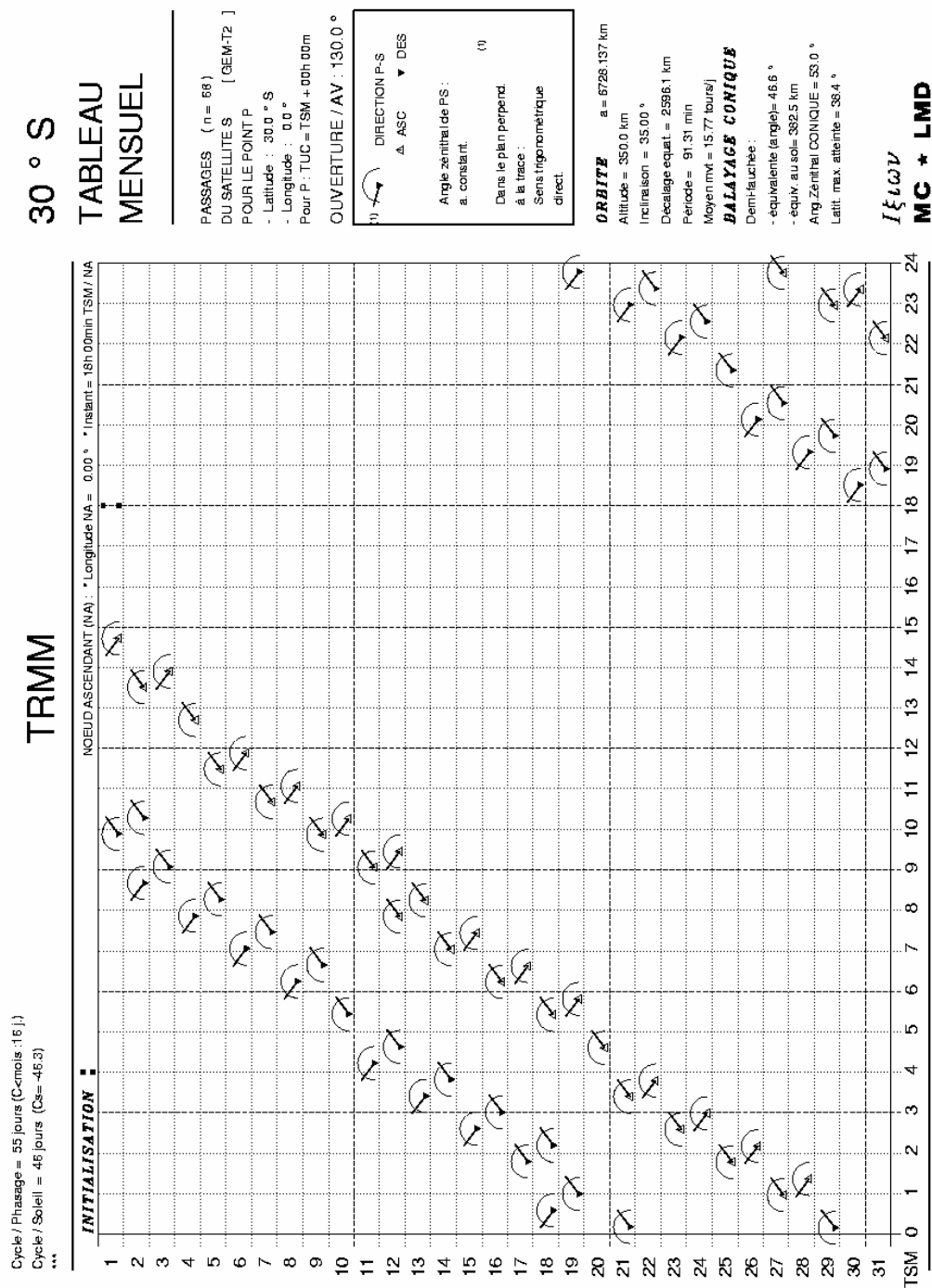
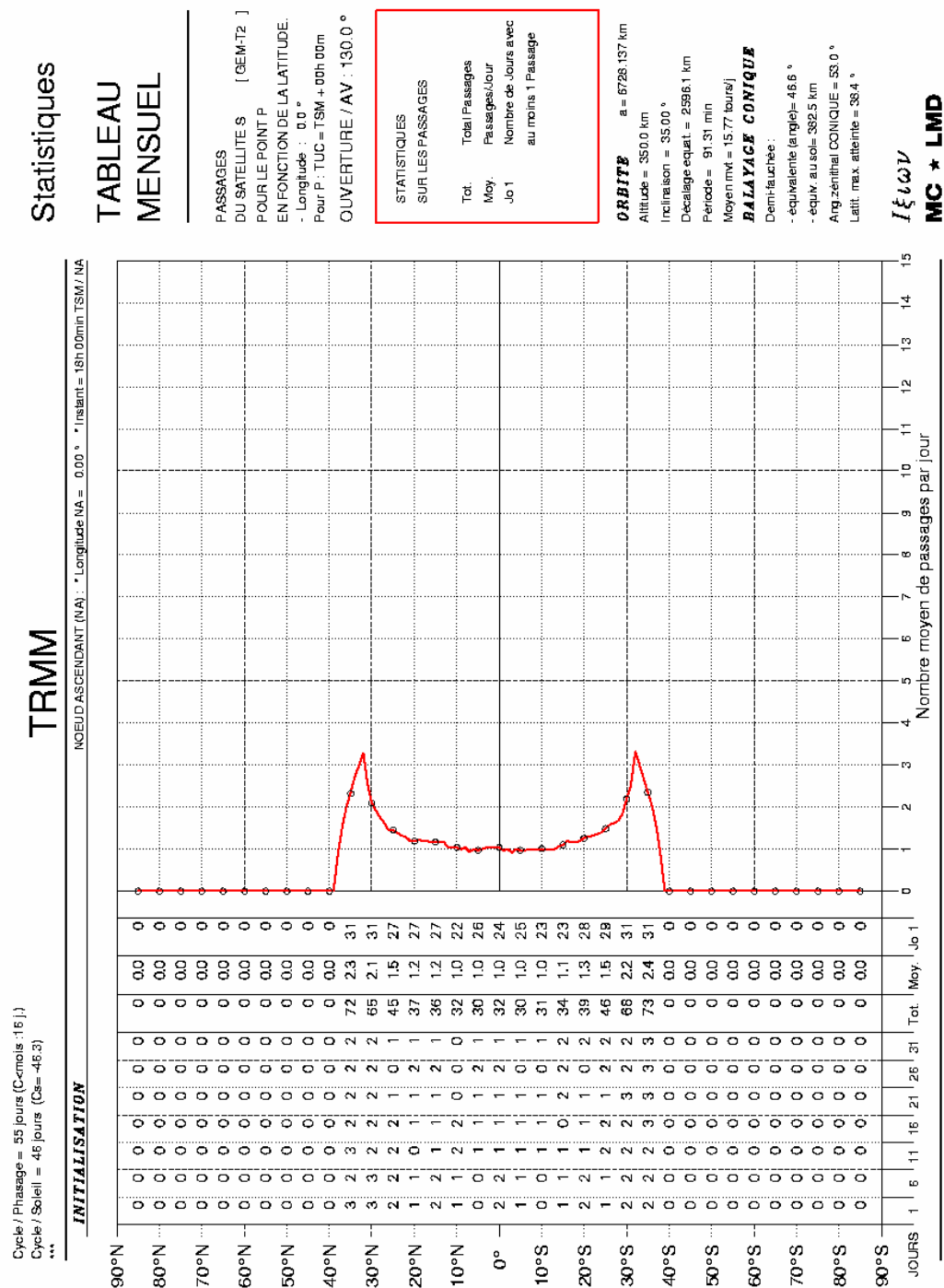
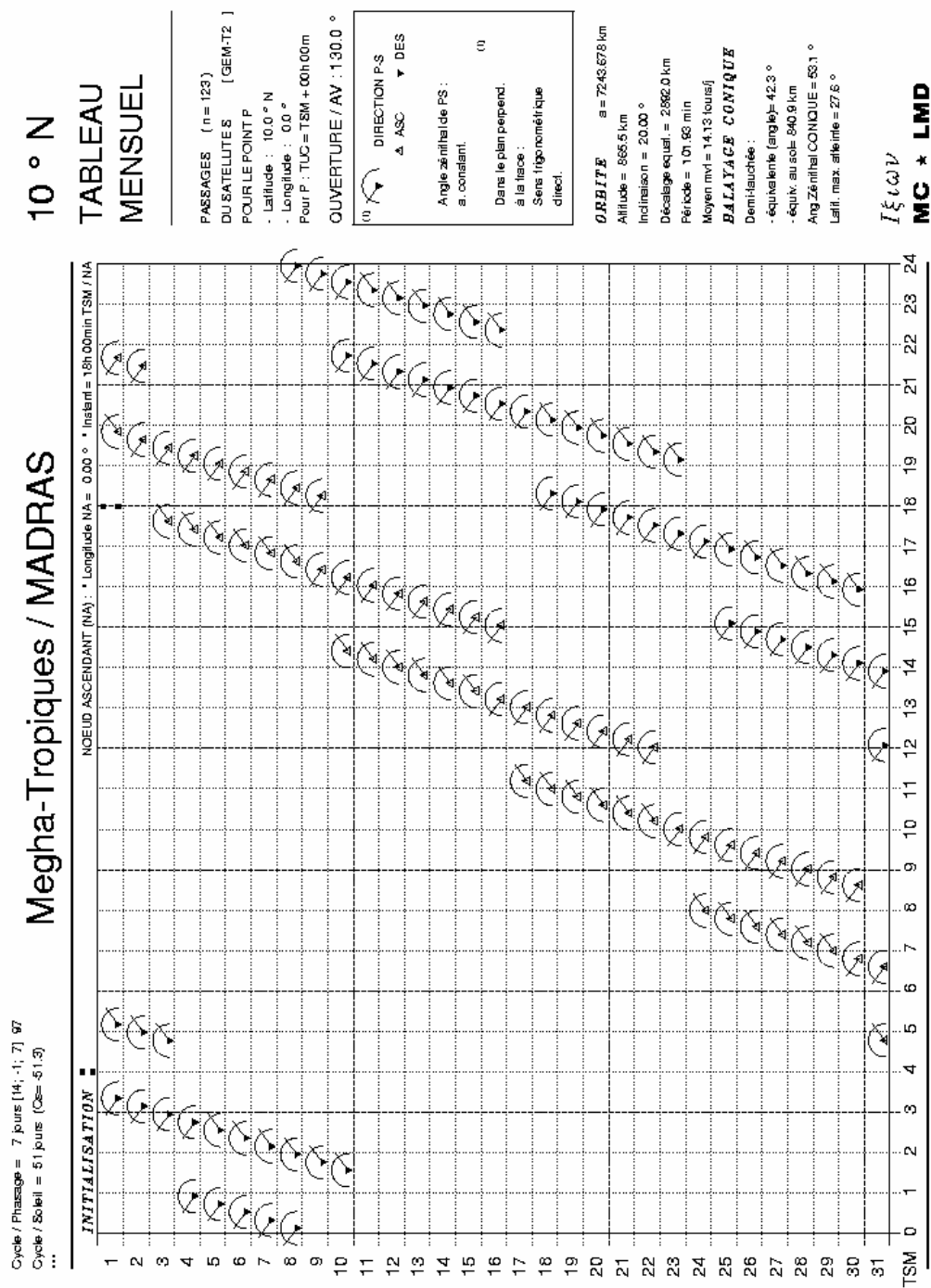


Figure A-2.23 Idem Fig. A-2.19 pour un point à 30°S.



**Figure A-2.24** Tableau mensuel de nombre moyen de passages TRMM. L'axe des X représentent le nombre et l'axe des Y représentent latitude.



**Figure A-2.25** Heures de passage de MADRAS à bord de Mégha-Tropiques au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.

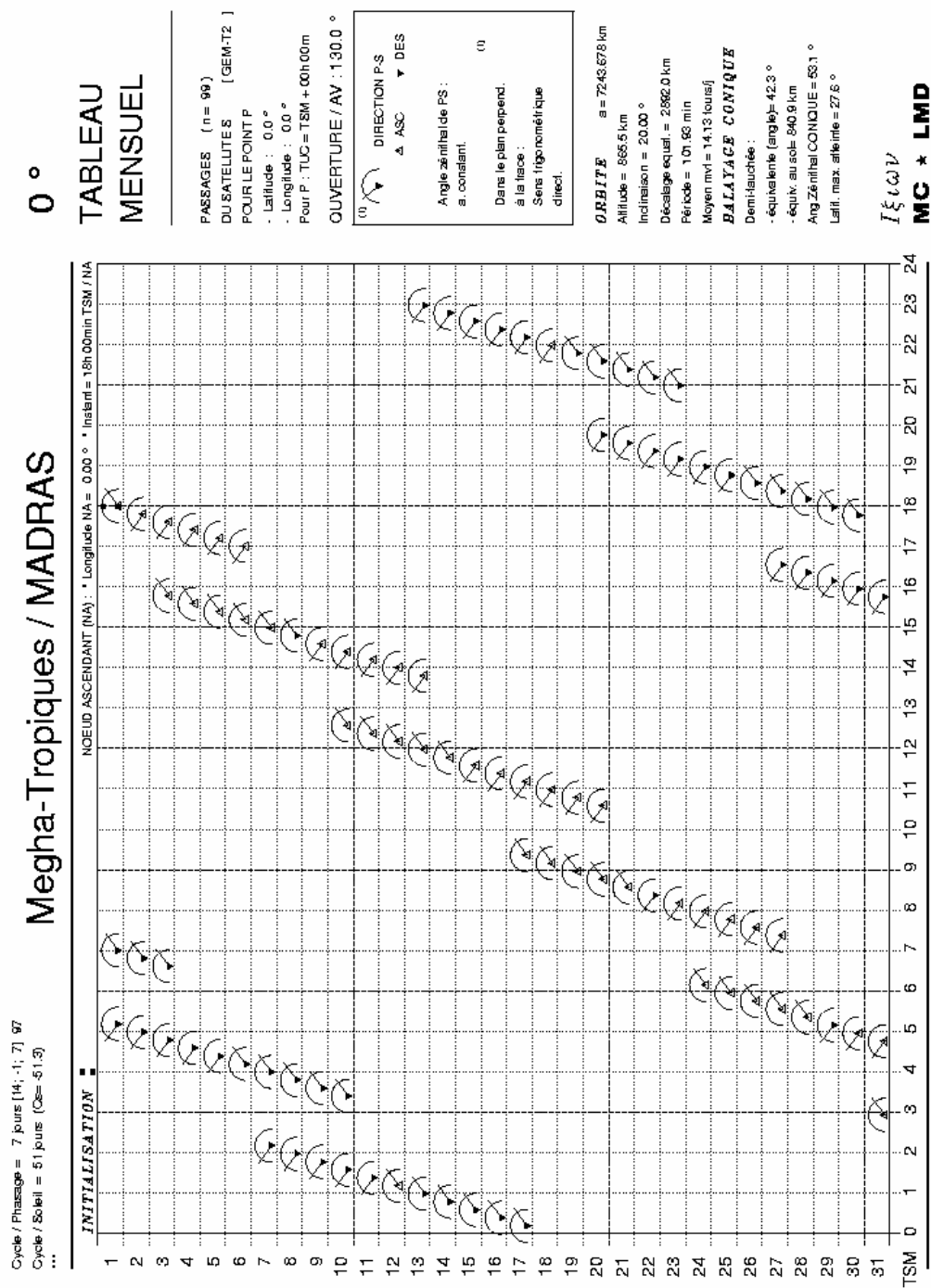


Figure A-2.26 Idem Fig. A-2.25 pour un point à 0°.

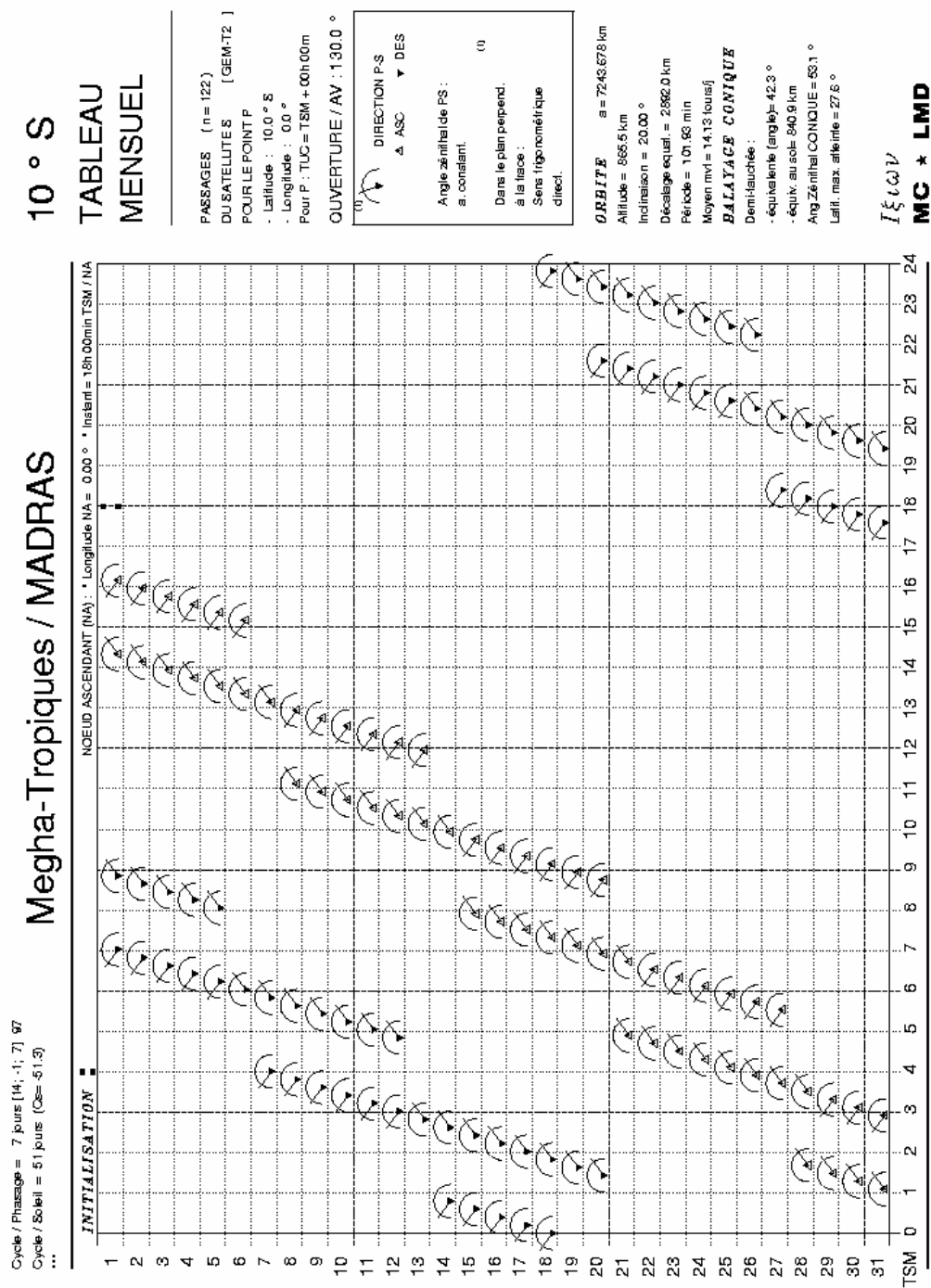


Figure A-2.27 Idem Fig. A-2.25 pour un point à 10°S.



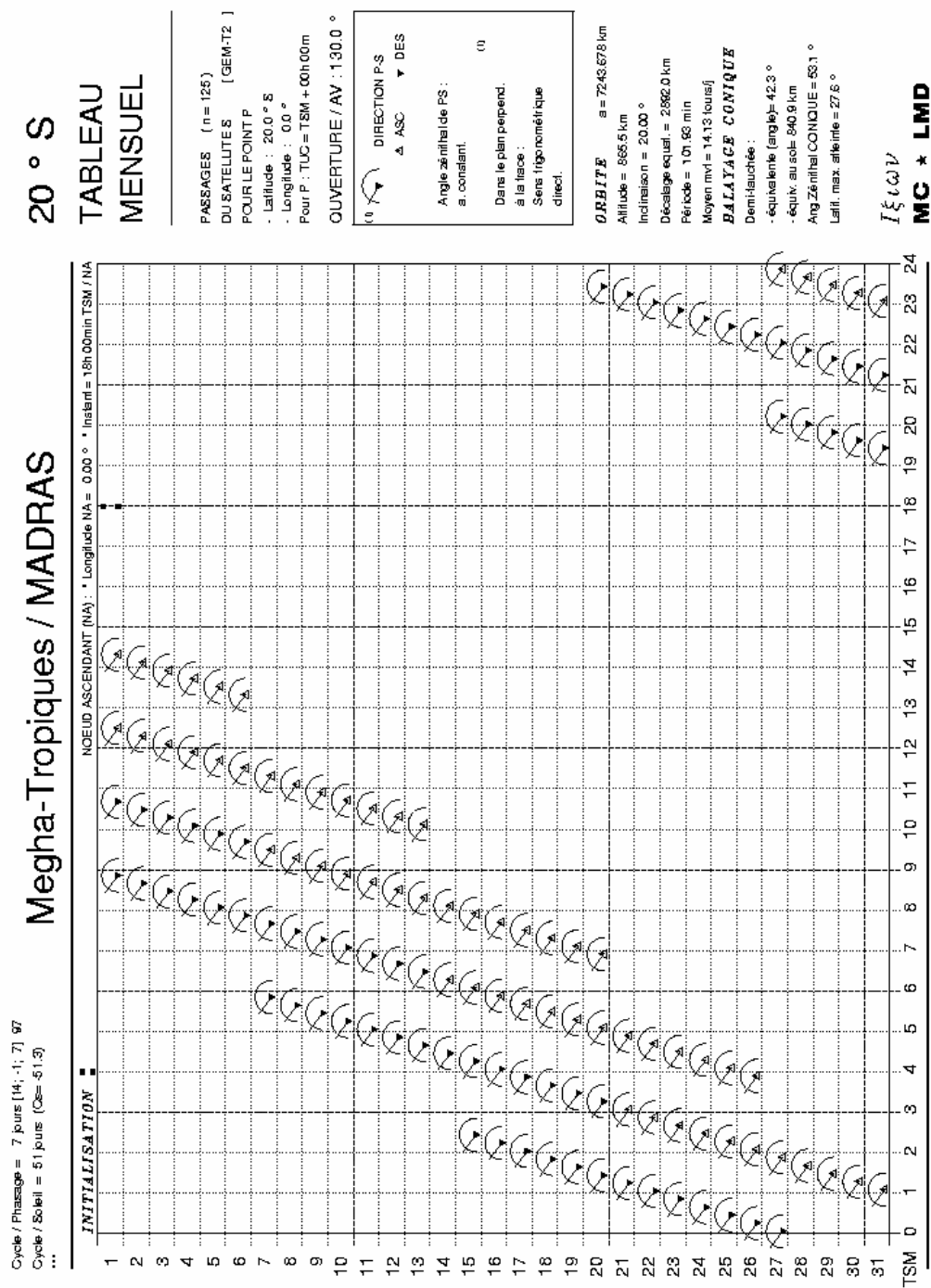
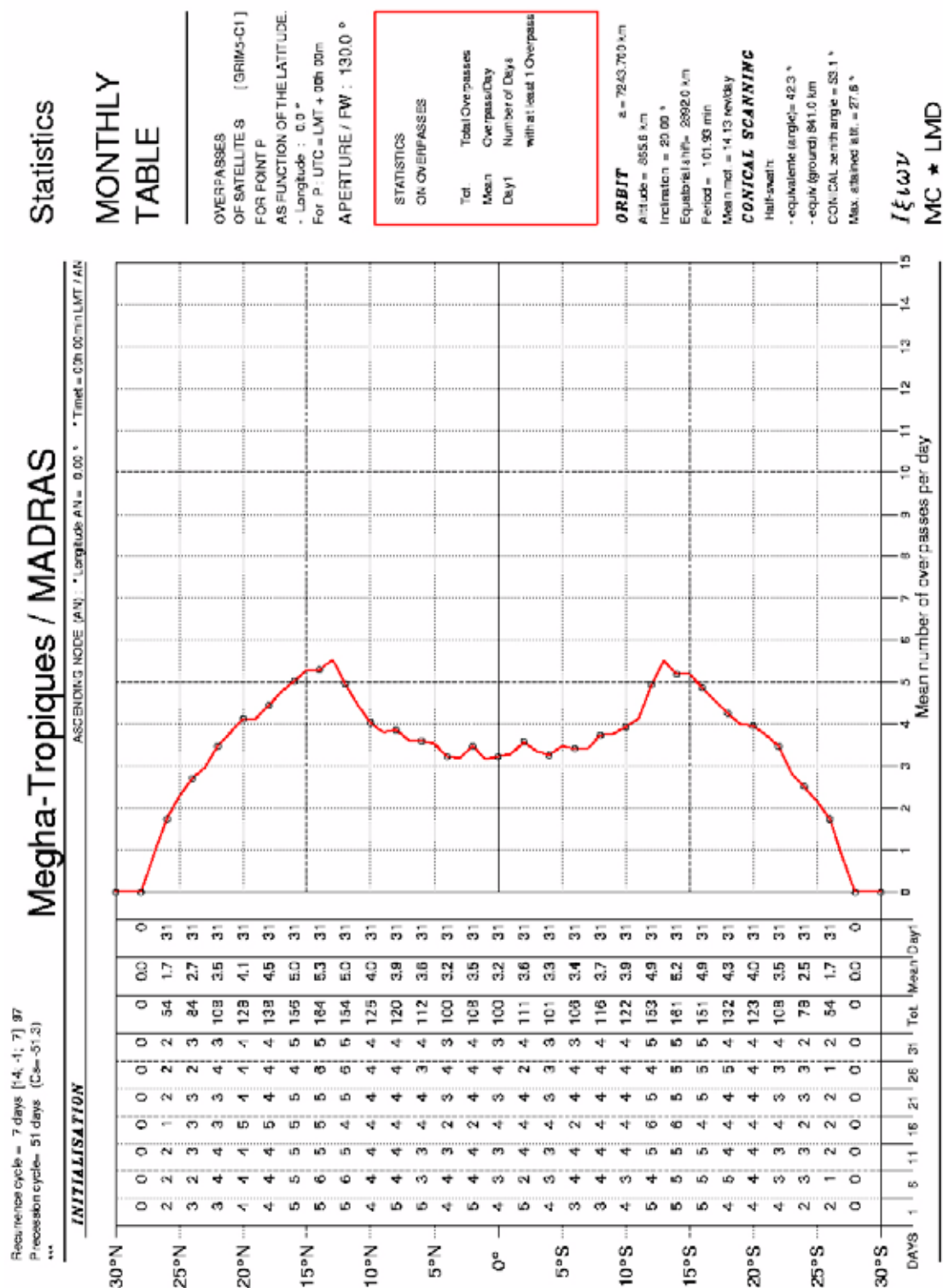
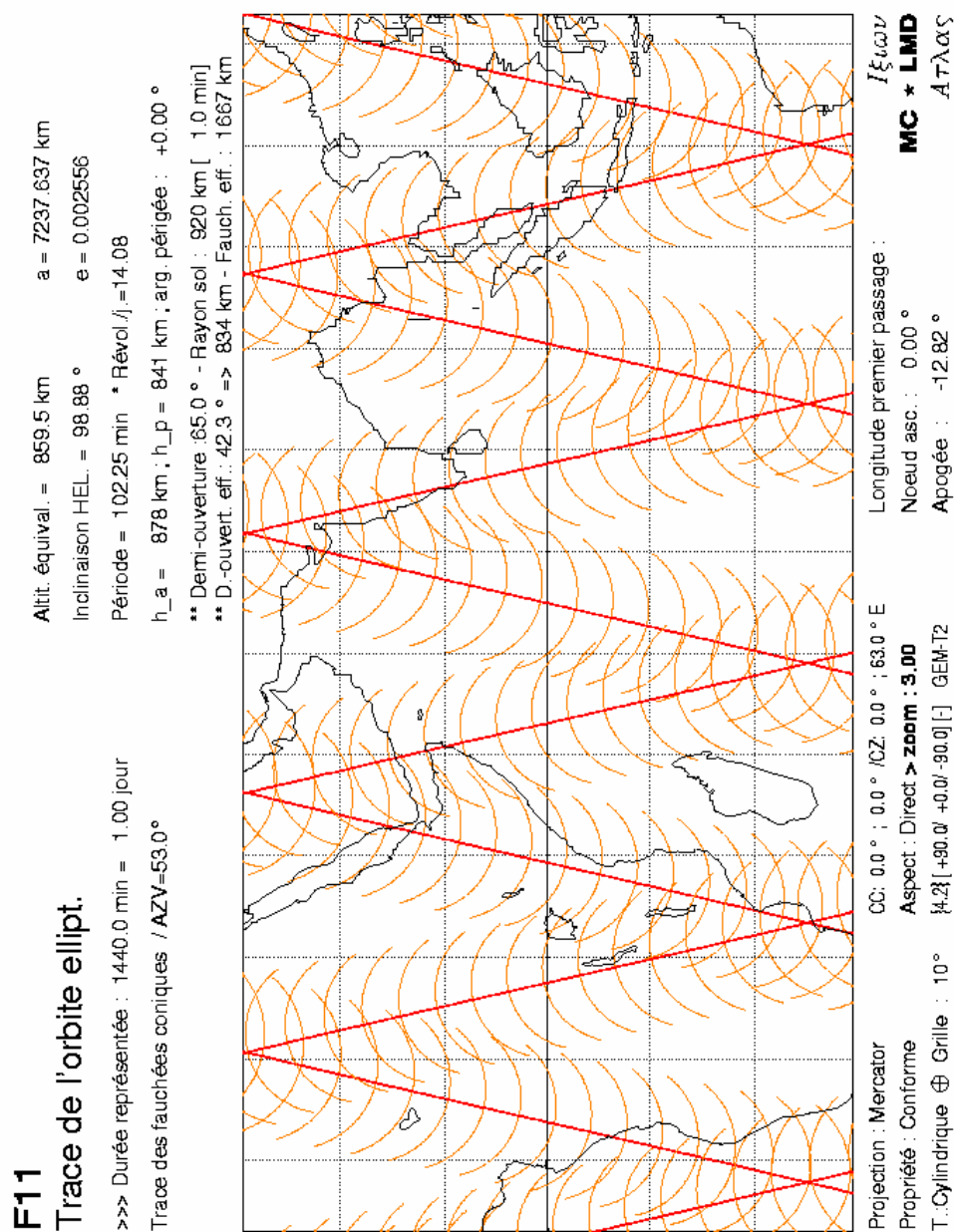


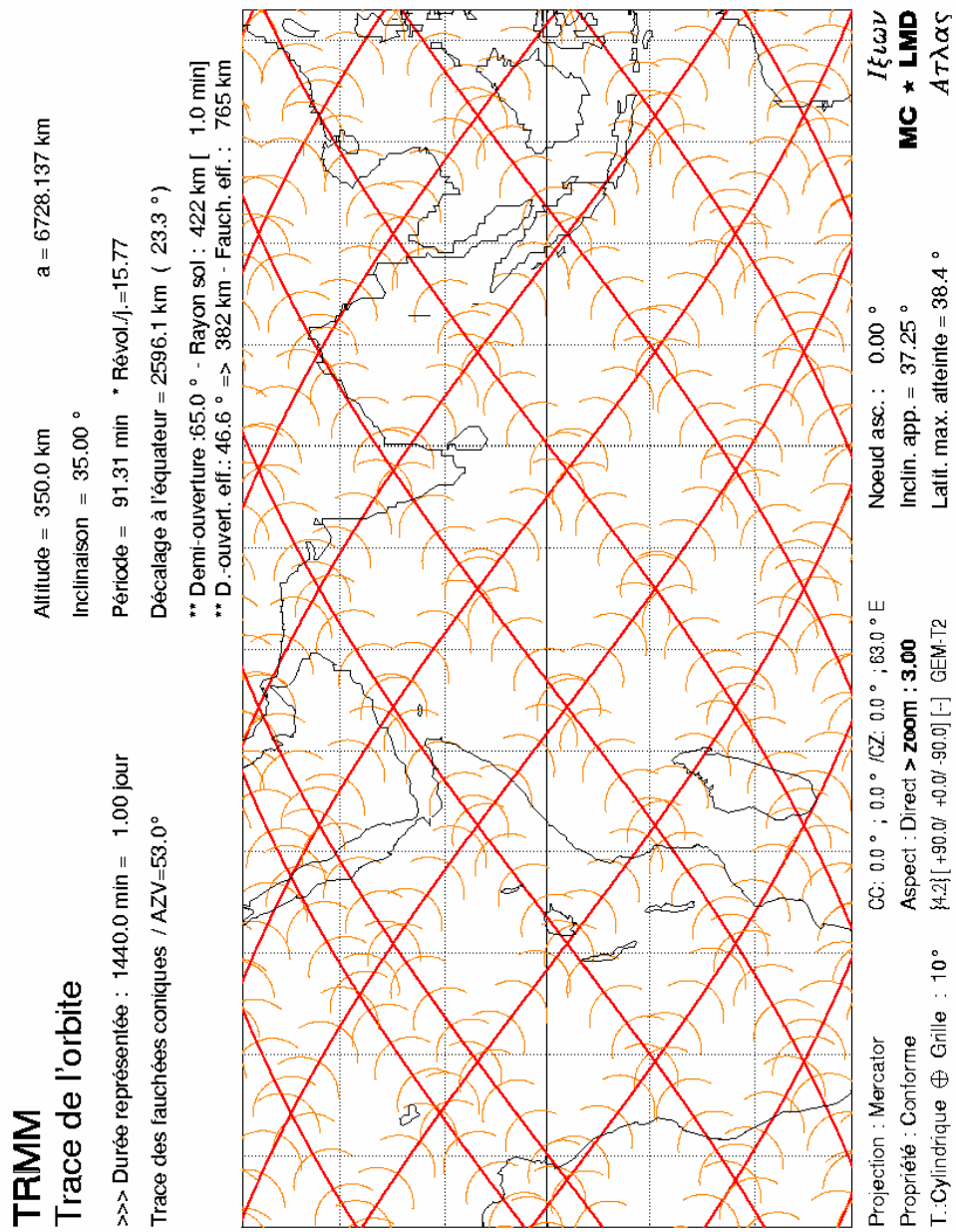
Figure A-2.28 Idem Fig. A-2.25 pour un point à 20°S.



**Figure A-2.29** Tableau mensuel de nombre moyen de passages sur Megha-Tropiques-MADRAS pour le point P. L'axe X représente le nombre et l'axe Y représente latitude.



**Figure A-2.30** La trace de l'orbite elliptique du satellite DMSP F-11 pendant une journée dans la région de l'Océan Indien et traces de la fauchée du radiomètre SSM/I.



## Megha-Tropiques / MADRAS

### Trace de l'orbite

Phasage = [14; -1; 7] 97

>>> Durée représentée : 1440.0 min = 1.00 jour

Trace des fauchées coniques / AZV=53.1°

Altitude = 865.5 km  $a = 7243.678$  km

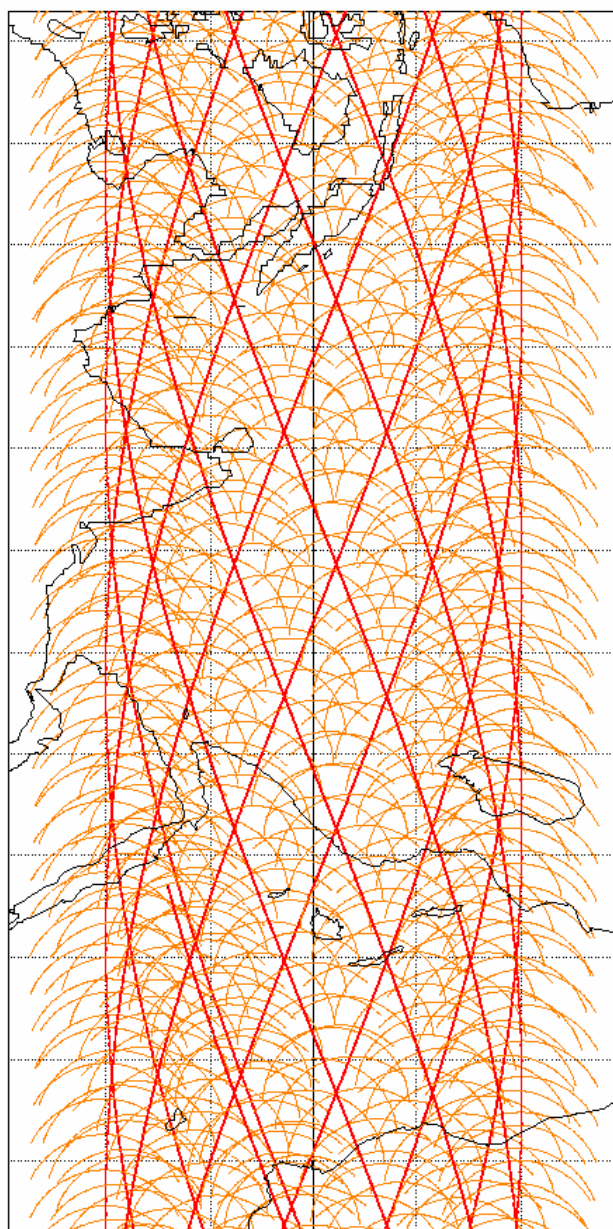
Inclinaison = 20.00°

Période = 101.93 min \* Révol./j. = 14.13

Décalage à l'équateur = 2892.0 km ( 26.0°)

\*\* Demi-ouverture : 65.0° - Rayon sol : 928 km [ 1.0 min]

\*\* D-ouvert. eff. : 42.3° => 841 km - Fauch. eff. : 1682 km



Projection : Mercator  
 Propriété : Conforme  
 T.: Cylindrique ⊕ Grille : 10°

CC: 0.0° ; 0.0° / 02. 0.0° ; 63.0° E  
 Aspect : Direct > zoom : 3.00  
 T.: 4.23 [+90.0° +0.0° -90.0°] [-] GEM-T2

Noeud asc. : 0.00° [18.00 TSM]  
 Incl. app. = 21.52°  
 Latit. max. atteinte = 27.6°

$I_{\xi\omega\nu}$   
**MC \* LMD**  
 $A_{\tau\lambda\alpha\zeta}$

**Figure A-2.32** La trace de l'orbite elliptique du satellite Megha-Tropiques pendant une journée dans la région de l'Océan Indien et trace de la fauchée du radiomètre MADRAS.

**Annexe-3:** Being published in the IRS2004 Proceedings in June 2005

**A Comparison of Satellite Derived Precipitation fields and METEOSAT-5  
Observations of Mesoscale Convective Systems over Indian Ocean**

T. F. Yang, I. Jobard, M. Capderou and M. Desbois  
Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique  
Palaiseau, 91128, FRANCE

## ABSTRACT

METEOSAT-5 infrared images are used to infer the characteristics of mesoscale convective systems (MCSs) over Indian Ocean during INDOEX in January 1999. In order to characterize the relationship between the regional precipitation and the MCS distribution, the SSM/I data from three DMSP satellites have been used to estimate the rainfall. Rain rate over the ocean is derived from the Scattering Index algorithm [Grody, 1991] using the vertically polarized channels at 19 GHz, 22 GHz and 85 GHz. This method compares well with the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly and daily product. A monthly mean rain rate map shows the high correlation of higher rainfall with the higher frequency of MCSs distribution. The statistical properties and links of the products derived from GPCP, SSM/I and infrared channel observations are discussed.

## 1. INTRODUCTION

Since the use of INSAT-1B data from 1983 and the use of METEOSAT-5 images for INDOEX in 1999, the study of mesoscale convective systems (MCSs) over the Indian region has shown their important role in the regional climate. [Laing and Fritsch, 1993. Gambheer and Baht, 2001. Roca et al., 2002]. Generally the MCSs show a space scale from 25,000 to 250,000 km<sup>2</sup> and a time scale from several hours to more than one day [Houze, Jr., 1993]. The MCSs over the Indian Ocean have been documented using the METEOSAT-5 infrared data, taking a brightness temperature threshold of 238°K and a minimum cloud cover of 12,500 km<sup>2</sup> [Yang et al., 2003]. The distribution map of MCSs during the northern hemisphere winter season in this region shows three large occurrence areas: the south of Bay of Bengal; a band between the equator and 15°S (ITCZ); an area in the south-west of the Tropic of Capricorn.

In this study, we apply the Scattering Index to estimate rain rate using the SSM/I data and then compare the mean monthly estimation with GPCP monthly mean rain rate. The diurnal evolution of two 1°x1° areas has been analyzed during whole month. This study was also conducted in the frame of the preparation of the Megha-Tropiques Project. This satellite, scheduled for 2009, will have an orbit inclination of 20° at 870 km height. Any points in the band between 23°S and 23°N will be seen 3 to 6 times per day by its microwave radiometer MADRAS while it is seen only 1 or 2 times per day by a single SSM/I. Thus we use three DMSP

satellites in order to approach the sampling of Megha-Tropiques. This sampling should allow examining the precipitation evolution during the MCS's life cycle.

## 2. DATA AND METHODS

METEOSAT-5 is a geostationary satellite which has been moved to 63°E in 1998 by EUMETSAT for the INDOEX experiment that began in January 1999. The image is taken in three channels, visible (VIS), water vapor (WV) and infrared (IR) at half-hourly intervals. The infrared channel images (wavelengths: 10.5 ~ 12.5 μm) have been converted in Laboratoire de Météorologie Dynamique to a low resolution (25x25 km) grid format. A total of 1,488 consecutive images are used here to extract the MCSs occurring in January and its distribution is shown in figure 1.

We use also here the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), a passive microwave instrument carried by the three DMSP Satellites: F-11, F-13 and F-14. These satellites have a 102 minutes sun-synchronous near-polar orbit at the altitude of about 860 km. SSM/I has a swath width of approximately 1400 km and its ascending equatorial crossing times is 7:25 pm for F-11; 5:54 pm for F-13 and 8:46 pm for F-14. There are seven channels to measure atmospheric, oceanic and land surface microwave brightness temperatures at 19.35, 37.0 and 85.5 GHz in dual polarizations (V and H); 22.235 GHz in only V polarization. Their footprint sizes vary with frequencies from 69x43 km to 15x13 km. All our SSM/I data have been projected on the METEOSAT-5 grid map into 0.25°x0.25° resolution to facilitate further analysis.

Finally the GPCP (Global Precipitation Climatology Project) provides monthly rain rate (Version 2 Combination product) obtained from a gridded analysis based on gauge measurements and multi-satellites estimates of rainfall (2.5°x2.5° monthly data in mm/day). 1-Degree daily rain rate data (1DD Combination product) based on the monthly precipitation data set (1°x1° daily data in mm/day) The principal method of a rain rate estimation is based on the Scattering Index (SI) which is determined by subtracting the actual 85 GHz vertically polarized signal from the factor  $F$ , as derived using different combinations of the lower-frequency channels under non-scattering conditions over land and ocean in various regions of the world. Thus the  $SI$  at 85 GHz is defined as below was used for the diurnal evolution analysis.



$$SI_{85v} = F - T_{85v} \quad (1)$$

where the values greater than 10 K are used to identify scattering surface. The factor  $F$  is written as

$$F = A + BT_{19v} + CT_{22v} + D(T_{22v})^2 \quad (2)$$

where the coefficients  $A$ ,  $B$ ,  $C$  and  $D$  are derived empirically for the water surface as 0.7152, 2.4387, -0.00504 and -174.38, respectively [Ferraro et al., 1994 and 1996]. To identify the ocean only precipitation, the following conditions should be fit:  $SI > 10$ ;  $T_{22v} > 38 + 0.88T_{19v}$ . According to the results of  $SI$ , the empirical relation between rain rate (RR) over the oceanic surface and  $SI$  [Ferraro and Marks, 1995] has been applied to obtain the estimated rate,

$$RR = 0.00188 SI^{2.034} \quad (3)$$

The SSM/I orbit data have been projected on the METEOSAT-5 grid map. After a quality control to avoid bad scans and after exclusion of the orbits passing over the edges of the study area, we selected 201 orbits from F-11, 214 orbits from F-13 and 222 orbits from F-14, which were located between 30°E and 110°E for January 1999. Then using a resolution of 2.5° x 2.5°, as in GPCP, we found that each square of the grid was seen from 40 to 60 times in a month for the ascending orbits (same for the descending orbits) by the combination of the three DMSP satellites.

While the brightness temperatures measured by SSM/I can be transformed into rain rate, we use a simple formula to calculate the mean rain rate ( $R_{mean}$ , mm/day):

$$R_{mean} = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{N_i} P_j}{\sum_{i=1}^n N_i} \times 24 \quad (4)$$

where  $P_j$  is 2.5°x2.5° spatial average rain rates per pixel for orbit  $j$ ,  $N_i$  is total number of orbits (ascending and descending) during day  $i$  and  $n$  is total number of days. The result is shown in figure 2.

### 3. COMPARISON

A previous study [Yang et al., 2003] has established the distribution of MCSs over the Indian Ocean during INDOEX period. The same MCSs tracking algorithm, selecting only the oceanic clusters, has been used to build figure 1.

It shows high MCS occurrence areas, such as the Bay of Bengal (over 60) and the north-east of Madagascar (between 5°N and 10°S, 50°E and 75°E) where a maximum occurrence of 184 is reached. The south-west of Madagascar does not show as high occurrences (around 40).

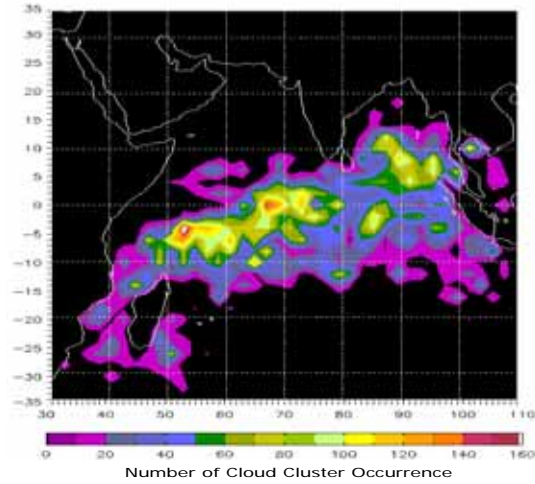


Fig. 1 Distribution of occurrences of MCSs in January 1999. The number of MCS was computed in a moving 2.5°x2.5° window. Only the purely oceanic cloud clusters have been selected.

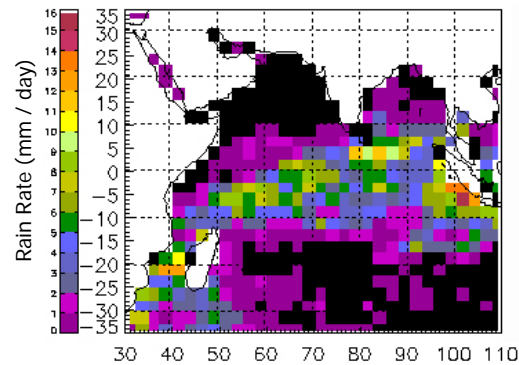


Fig. 2 Distribution of monthly mean rain rate estimation from SSM/I data.

The method of rain rate estimation using SSM/I data gives the results presented in figure 2. The higher rate areas (>10 mm/day) are in the south of Bay of Bengal, in the west of Madagascar and the south of Sumatra where the maximum rate of 15.6 mm/day is appeared at the area with center of 101.5°E, 6.5°S.



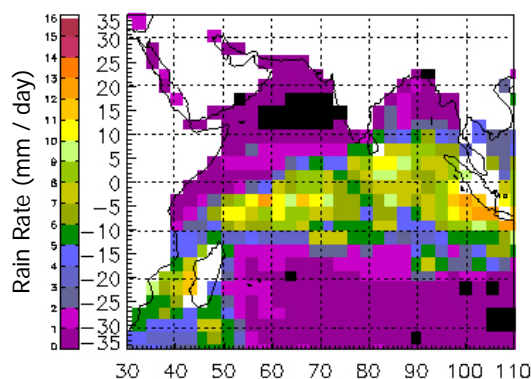


Fig. 3 GPCP monthly mean rain rate in January 1999. Three highest rain rates areas are at 108.75°E, 8.75°S with rate of 12.9mm/day; 58.75°E, 3.75°S with of 12.7mm/day and 101.25°E, 6.25°S with rate of 12.6 mm/day.

The spatial GPCP monthly rain rate distribution as shown in figure 3 is generally similar to the SSM/I distribution and also to the MCS distribution. It shows more high rain rate areas than the SSM/I estimation such as the region near Sumatra and the region in the north-east of Madagascar.

Comparing the two precipitation maps with the distribution of MCSs, we find that the maximum rate seen near Indonesia does not correspond to a high occurrence of MCSs. This may be explained by selecting ocean-only cloud clusters which produced an exclusion of coastal clusters, as some of the MCSs may originate on land and propagate over sea. The same situation appears in the west of Madagascar. Besides, the higher occurrence of MCSs in the open ocean corresponds better to the higher rain rate of GPCP than to the SSM/I estimation.

The comparison of combined three satellites estimation and each SSM/I satellite estimation separately with GPCP in zonal cumulated rain rates is shown in figure 4 which indicates well that GPCP has higher values than SSM/I estimations, about 75 mm/day in the equatorial region. The GPCP map shows indeed a larger extension of the rainy areas, including low rain rates areas which do not appear on the other products. The SSM/I estimations show a similar shape, but the Scattering Index fails to detect the rainfall not linked to deep convection. The difference between the estimations of the three SSM/I data increases in the south, due to less frequent sampling of this area at the border of the area studied.

Diurnal cycle of oceanic convection shows usually a maximum in the morning around 6:00 to 9:00 am local time [Roca and Ramanathan, 2000]. Over the Bay of Bengal, there is also a diurnal variation between morning and early

afternoon. The maximum precipitation is associated with the higher cloud cover and deep convection during this period [Gambheer and Baht, 2001].

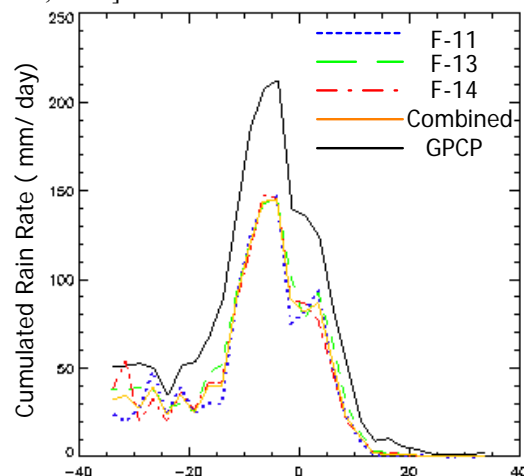


Fig. 4 Zonal cumulated rain rates of GPCP (black line), SSM/I on F-11 (blue dotted line), on F-13 (green dashed line), on F-14 (red dash-dotted line) and combined the three satellites (orange line) between 35°S~35°N.

For the three SSM/I satellites the descending orbits pass between 6:00 and 9:00 am, providing morning rain observations while ascending orbits provide evening rain observations. Figure 5 shows the daily mean rain rates from GPCP (1DD) data and estimation for morning and evening separately from three SSM/I satellites together and individually. Two different 1°x1° areas over the ocean are selected, one near the land (figure 5a) and the other in the open ocean (figure 5b).

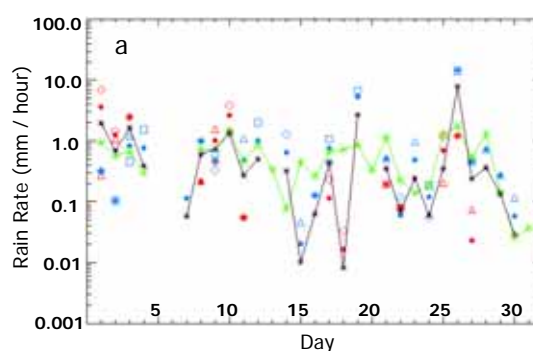


Fig. 5(a) Daily mean rain rates in 1°x1° area at 102.5°E, 5.5°S (near coast) ; The blue means morning time and red means evening time. The green stars are GPCP 1DD data; the black stars are the average of mean ascending and mean descending daily data. The square is for F-11 data; the triangle is for F-13 data; the diamond is for F-14 data and solid circle is the mean of morning or evening.

In case (a), there are 18 days out of 26 rainy days where morning rain is predominant. However in case (b), the morning and evening rain are equally distributed. Such phenomena suggest the effect of land-sea breezes near land area.

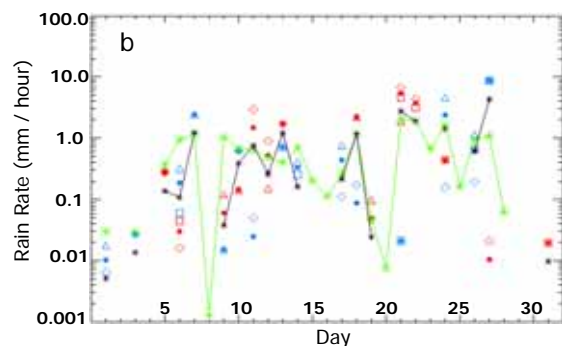


Fig. 5(b) Daily mean rain rates in  $1^\circ \times 1^\circ$  area at  $57.5^\circ\text{E}$ ,  $3.5^\circ\text{S}$  (open ocean). The same representations as in Fig. 5(a)

Besides, it is noticeable in both cases that the mean daily values obtained from three satellites together are in better agreement with GPCP values than single satellite estimation. This indicates the importance of sufficient microwave observation sampling for precipitation measurement which is one of the advantages of the Megha-Tropiques project.

The principle of this mission is to provide measurements in the inter-tropical zone with frequent sampling for the cloud properties and precipitation; the water vapor horizontal and vertical distribution and the outgoing radiative fluxes. Satellite will be launched in 2009 with an orbit of a  $20^\circ$  inclination and a wide swath at 870 km altitude. The coverage is between  $23^\circ\text{N}$  to  $23^\circ\text{S}$ , repetition time from 3 to 6 times per day.

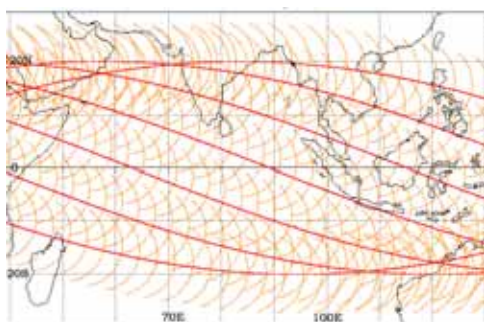


Fig. 6 The ground track of MADRAS (one of the microwave Megha-Tropiques instruments) in conical scan. Map center is at equator,  $80^\circ\text{E}$ .

## 4. CONCLUSION

The comparison of MCSs occurrence distribution over the Indian Ocean with SSM/I rain rate estimations and GPCP data shows that the higher frequency of MCS corresponds to the higher mean rainfall. Due to the selection of MCSs for only oceanic clusters, the maximum rain rate area near the continent does not reflect in the map of frequency.

Mean rain rate estimation derived from Scattering Index using SSM/I data shows relatively lower values than GPCP monthly mean rates. This may result from many areas with low rain rates on the GPCP map, corresponding to no rain areas on the SSM/I maps.

We separated the morning and evening passes to examine the daily rain rate near the equator. The case near the coast reveals more rain in the morning than in the afternoon. The area in the open ocean does not present similar tendency. Considering the need to improve the sampling during one day for a specific area in the tropical region, the passage of Megha-Tropiques satellite will provide 3 to 6 observations per day. This is useful for the study of mesoscale convective systems and the associated rainfall in different phases of their development.

## REFERENCE

- Gambheer, A. V. and G. S. Bhat, 2001: Diurnal variation of deep cloud systems over the Indian region using INSAT-1B pixel data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 78, 215-225.
- Grody N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.*, 96 (D4), 7423-7435.
- Ferraro R. R. N. C. Grody and G. F. Marks, 1994: Effects of surface conditions on rain identification using the SSM/I. *Remote Sens. Rev.*, 11, 195-209.
- Ferraro R. R. and G. F. Marks, 1995: The Development of SSM/I Rain-Rate Retrieval Algorithms Using Ground-Based Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 755-770.
- Ferraro R. R., F. Weng, N. C. Grody and A. Basist, 1996: An eight-year (1987-1994) time series of rainfall, clouds and sea ice derived from SSM/I measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 891-905.
- Houze, Jr. R. A., 1993: *Cloud dynamics*. Academic Press. 573 pp.
- Laing, A. G. and J. M. Fritsch, 1993: Mesoscale convective complexes over the Indian Monsoon region. *J. Climate.*, 6, 911-919.

- Roca, R and V. Ramanathan, 2000: Scale dependence of monsoonal convective systems over the Indian Ocean. *J. Climate*, 13, 1286-1298.
- Roca, R., M. Viollier, L. Picon, M. Desbois, 2002: A multi satellite analysis of deep convection and its moist environment over the Indian Ocean during the winter monsoon. *J. Geophys. Res.*, 107, D19, 10.1029.
- Yang, T. F., R. Roca, I. Jobard and M. Desbois, 2003: Analysis of mesoscale convective system over the Indian Ocean with METEOSAT-5 during INDOEX. *Conf. of EGS-AGU-EUG*, Nice, France, 245.

---

Taifeng YANG, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex FRANCE.  
(E-mail :yang@lmd.polytechnique.fr)

## Liste des Acronymes

AFGWC	- Air Force Global Weather Central
AMSU	- Advanced Microwave Sounding Unit
AT	- Along-Track
AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
CERES	- Clouds and Earth's Radiant Energy System
CS	- Convective System, Système Convectif
CT	- Cross-Track
DMSP	- Defense Meteorological Satellite Program
DoD	- Department of Defense, USA
DPR	- Dual-frequency Precipitation Radar
ECMWF	- European Centre for Medium Range Weather Forecasts, CEPMMT
EFOV	- Effective Field of View
EHF	- Extremely High Frequency
ESA	- European Space Agency - Agence Spatiale Européenne
EUMETSAT	- Europe's Meteorological Satellite Organization
GARP	- Global Atmospheric Research Program
GATE	- GARP Atlantic Tropical Experiment
GCM	- General Circulation Models - Modèles de Circulation Générale
GDAAC	- Goddard Distributed Active Archive Center
GMS-5	- Japanese Geostationary Meteorological Satellite
GOES	- Geostationary Operational Environmental Satellite
GPCC	- Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	- Global Precipitation Climatology Programme
GPI	- GOES Precipitation Index
GPM	- Global Precipitation Measurement
GPROF	- Goddard Profiling Algorithm
GSCAT	- Goddard Scattering Algorithm
GSFC	- Goddard Space Flight Center
HIRS	- High resolution Infrared Sounder
IFOV	- Instantaneous Field of View
IGCRP	- International Global Change Research Program - Programme de Recherche International sur le Changement Global
INDOEX	- Indian Ocean Experiment
INSAT	- Indian National Satellite
IPCC	- Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	- Infrared - Infrarouge
ITCZ	- Inter-Tropical Convergence Zone - la Zone Convergence Inter-Tropicale
ITU	- International Telecommunication Union
LF	- Low-Frequency
LIS	- Lightning Imaging Sensor
LMD	- Laboratoire de Météorologie Dynamique
MADRAS	- Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures

MCS	- Mesoscale Convective System - Système Convectif à Meso-échelle
MCC	- Mesoscale Convective Complexe - Mesoscale Convectif Complexe
METEOSAT	- Meteorological Satellite
MI	- Microwave Imager
MIS	- Microwave Imager and Sounder
MSG	- Meteosat Second Generation
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NASDA	- National Space Development Agency
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NOAA	- National Oceanographic and Atmospheric Administration
OLR	- Outgoing Long-wave Radiation
OLS	- Operational Line Scan System
OPI	- OLR Precipitation Index
PCT	- Polarization Corrected Temperature
POES	- Polar Orbiting Environmental Satellite
PR	- Precipitation Radar
RMS	- Root Mean Square
RT	- Radiative Transfer model
SAPHIR	- Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radioétrie
SAA	- Satellite Active Archive
ScaRab	- SCAnner for RAdiative Budget
SHF	- Super-High-Frequency
SI	- Scattering Index
SSM/I	- Special Sensor Microwave / Imager
SSMT-1	- Special Sensor Microwave Temperature-1
SSM/T2	- Special Sensor Microwave / Temperature-2
SST	- Sea Surface Temperature
Tb	- Brightness Temperature - Température Brilliance
TIROS	- Television and Infrared Observation Satellite
TMI	- TRMM Microwave Imager
TOGA-COARE	- Tropical Ocean Global Atmosphere - Couple Ocean Atmosphere Response Experiment
TOVS	- TIROS Operational Vertical Sounder
TRMM	- Tropical Rainfall Measuring Mission
TSDIS	- TRMM Science Data and Information System
UTC	- Universal Time Count
VIRS	- Visible and Infrared Scanner
VIS	- Visible
VISSR	- Visible Infrared Spin Scan Radiometer
VLF	- Very Low frequency
WCRP	- World Climate Research Program
WV	- Water vapor - Vapeur d'eau

## Liste des Figures

-----Chapitre - 1-----	
<b>Figure 1.1</b>	Le spectre électromagnétique.....5
<b>Figure 1.2</b>	La Bande du spectre de rdio et les désignations.....6
<b>Figure 1.3</b>	Comparaison de la loi de Planck avec ses approximations de basse fréquence (loi de Rayleigh-Jeans) et à haute fréquence (loi de Wien) à 300K.....9
<b>Figure 1.4</b>	La température de brillance d'un milieu isotherme semi-infini.....10
<b>Figure 1.5</b>	Transfert de rayonnement à travers un cylindre infinitésimal.....11
<b>Figure 1.6</b>	La simulation de la radiance infrarouge sur différents objets.....13
<b>Figure 1.7</b>	Pourcentage de transmission par l'atmosphère, dans la direction verticale et sous la condition de ciel clair.....14
<b>Figure 1.8</b>	Le coefficient d'absorption de vapeur d'eau en fonction de la fréquence.....17
<b>Figure 1.9</b>	L'atténuation en fonction de la distance horizontale à divers taux de pluie.....23
-----Chapitre - 2-----	
<b>Figure 2.1</b>	Le modèle conceptuel de la structure cinématique, microphysique et par écho radar d'une ligne convective avec la précipitation stratiforme de traîne, vue dans une section verticale et orientée perpendiculairement à la ligne convective. La réflectivité intermédiaire et forte du radar est indiquée par la nuance foncée.....29
<b>Figure 2.2</b>	Schéma de la trajectoire bidimensionnelle des hydrométéores dans la région stratiforme d'une ligne de grains avec les précipitations stratiformes de traîne. Les trajectoires ont été basées sur les vitesses de chute et les mouvements d'air mesurés par radar Doppler.....31
-----Chapitre - 3-----	
<b>Figure 3.1</b>	Image IR prise par Meteosat-5 au dessus de l'Océan Indien le 1 <sup>er</sup> janvier 1999 à 0000UTC. La radiance est transformée en température de brillance.....38
<b>Figure 3.2</b>	La géométrie de balayage de SSM/I.....43
<b>Figure 3.3</b>	Les cinq instruments à bord de satellite TRMM.....47
<b>Figure 3.4</b>	La géométrie de balayage de PR, VIRS et TMI de TRMM.....49
-----Chapitre - 4-----	
<b>Figure 4.1</b>	Couvertures de nuage cumulées du 1 <sup>er</sup> janvier au 18 février 1999. La ligne pleine représente la couverture par les clusters au-dessous du seuil 258 K; la ligne tiretée au-dessous de 238 K et la ligne pointillée de 214 K.....58
<b>Figure 4.2 (a)</b>	Première partie de la trajectoire d'un MCS, le cyclone « Chikita». Sa durée est de 70 heures à partir de 1200UTC 29 Janvier à 1000UTC 1er février. La taille du cercle indique l'aire de cluster. La couleur de la circonférence représente la température de brillance moyenne et la couleur du centre montre la température de brillance moyenne des 10% de pixels les plus froids.....59
<b>Figure 4.2 (b)</b>	deuxième partie de la trajectoire du cyclone « Chikita» : durée 41,5 heures, de 0030 UTC le 2 février à 1830 UTC le 3 février. Le cercle exprime la couverture du secteur par le cluster. La couleur de la circonférence représente la température de brillance moyenne et la couleur du centre montre la température de brillance moyenne des 10% des pixels les plus froids dans ce cluster.....61
<b>Figure 4.2 (c)</b>	Tracjectories des MCSs pendant 49 jours. Chaque point représente le centre d'un cluster et sa couleur représentent la Tb <sub>10</sub> .....62
<b>Figure 4.3</b>	Fréquence d'occurrence des clusters de nuages de tous les MCSs pendant la période du 1 <sup>er</sup> janvier au 18 février 1999. Le nombre de clusters a été calculée dans des fenêtres de 2°x2°.....65

<b>Figure 4.4</b>	Variations de la moyenne de la température de brillance des 10% de pixels les plus froids des clusters d'un MCS (ligne pointillée tirée), le minimum de la température de brillance des clusters d'un MCS (ligne pleine), la moyenne de la température de brillance des clusters d'un MCS (ligne tiretée) en fonction du cycle de vie. La durée de la vie est à 70 heures de 1200 UTC le 29 janvier à 1000 UTC le 1 <sup>er</sup> février 1999.....	66
<b>Figure 4.5</b>	Distribution du nombre de systèmes en fonction de leur durée de vie ( $L_c < 24$ heures) et du minimum de température (au sens de $Tb_{10}$ ) atteint au cours du cycle de vie d'un MCS. Les couleurs représentent le nombre de MCS dans un intervalle de 5 K de 180 K à 240 K et un intervalle de 2 heures de 0 à 24 heures.....	67
<b>Figure 4.6</b>	Distribution du nombre de systèmes en fonction de leur durée de vie ( $L_c < 24$ heures) et du maximum de couverture ( $Sc$ ) d'un MCS. Inversé par logarithme entre 0 et 1. L'intervalle de durée de vie est 2 heures et l'intervalle surface couverte est $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ .....	68
<b>Figure 4.7</b>	Distribution du nombre de MCS en fonction de la température minimum atteinte et de la surface maximum couverte. L'intervalle de $Tb_{10}$ est 5 K de 180 K à 240 K et l'intervalle de couverture de surface est de $1.25 \times 10^4 \text{ km}^2$ .....	69
<b>Figure 4.8</b>	Diagrammes de dispersion (a) entre la durée de vie ( $L_c$ ) et le maximum de taille ( $Sc$ ) d'un MCS, (b) entre $Tb_{10}$ et $Sc$ (c) entre $L_c$ et $Tb_{10}$ .....	70
<b>Figure 4.9</b>	Diagrammes de dispersions correspondant à la Zone-1, la Mer d'Oman (a) Durée de vie ( $L_c$ ) et taille maximum ( $Sc$ ) (b) $Tb_{min}$ et $Sc$ (c) $L_c$ et $Tb_{min}$ .....	71
<b>Figure 4.10</b>	Diagrammes de dispersion correspondant à la Zone-2, le Golfe du Bengale (mêmes diagrammes que la figure 4.9).....	72
<b>Figure 4.11</b>	Diagrammes de dispersion correspondant à la Zone-3, la zone de convergence intertropicale située en cette saison entre $30^\circ\text{E}$ et $110^\circ\text{E}$ et entre l'équateur et $20^\circ\text{S}$ . Mêmes diagrammes que dans les figures précédentes.....	72
<b>Figure 4.12</b>	Diagrammes de dispersion de la Zone-4, au sud de Madagascar entre $30^\circ\text{E}$ et $110^\circ\text{E}$ et entre $20^\circ\text{S}$ et $35^\circ\text{S}$ . Mêmes diagrammes que dans les figures précédentes....	73
<b>Figure 4.13</b>	Distribution du minimum de la température de brillance de chaque MCS dans les quatre zones test pendant 49 jours. Chaque point représente le nombre de MCSs dans un intervalle de 5 K de 180 K à 240 K.....	74
<b>Figure 4.14</b>	Propagation des MCSs de diverses durées de vie dans la Zone-1. La couleur de chaque point représente le minimum de la température de brillance ( $Tb_{min}$ ) de chaque MCS, l'unité de déplacement est en degré géographique ( $1^\circ \sim 100 \text{ km}$ )....	76
<b>Figure 4.15</b>	Idem figure 4.14 pour la Zone-2.....	78
<b>Figure 4.16</b>	Idem figure 4.14 pour la Zone-3.....	79
<b>Figure 4.17</b>	Idem figure 4.14 pour la Zone-4.....	80
<b>-----Chapitre - 5-----</b>		
<b>Figure 5.1</b>	Distribution des MCSs représentée par leur fréquence d'occurrence en janvier 1999. Le nombre de MCS a été calculé dans une fenêtre mobile de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . Seuls les clusters de nuage océaniques ont été choisis.....	97
<b>Figure 5.2</b>	Distribution de l'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I F-11. Le taux maximum de pluie est $18.5 \text{ mm/jour}$ situé à $101.25^\circ\text{E}$ et à $6.25^\circ\text{S}$ à l'ouest de l'île de JAVA.....	99
<b>Figure 5.3</b>	Distribution d'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I F-13. Le taux maximum de pluie est $13.5 \text{ mm/jour}$ situé à $41.25^\circ\text{E}$ et à $18.75^\circ\text{S}$ à l'ouest de Madagascar.....	100

- Figure 5.4** Distribution d'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I F-14. Le taux maximum de pluie est 20.7 mm/jour à 31.25°E et à 31.25°S près de la côte est de l'Afrique du Sud.....100
- Figure 5.5** La distribution de l'estimation de taux de pluie moyen mensuel à partir des données de SSM/I (trois satellites combinés). Le taux maximum de pluie est 15.6 mm/jour à l'ouest de l'Indonésie (101.25°E, 6.25°S).....101
- Figure 5.6** Le taux de pluie moyen mensuel de GPCP en janvier 1999. Trois secteurs de taux de pluie les plus élevés sont à 108.75°E, 8.75°S avec le taux de 12.9 mm/jour; 101.25°E, 6.25°S avec le taux de 12.6 mm/jour (côte occidentale de l'Indonésie) et 58.75°E, 3.75°S avec de 12.7mm/jour dans le nord-est du Madagascar.....102
- Figure 5.7** Le taux de pluie moyen mensuel de TRMM TMI -3G68 en janvier 1999. Le taux maximum de pluie est 21.5 mm/jour situé à 101.25°E, 6.25°S (côte occidentale de l'Indonésie).....102
- Figure 5.8** Le taux de pluie moyen mensuel cumulé zonal en janvier 1999 de TMI-3G68 (ligne bleu-clair), de GPCP (ligne noire), de SSM/I sur F-11 (ligne pointillée bleue), sur F-13 (ligne tiretée verte), sur F-14 (ligne tiretée-pointillée rouge) et les trois satellites combinés (ligne orange).....103
- Figure 5.9** Le taux de pluie moyen dans une grille de 2.5°x2.5° mensuel (janvier 1999), moyen zonalement. a: GPCP (ligne noire), TMI-3G68 (ligne rouge) et SSM/I trois satellites combinés (ligne verte). b: SSM/I F-14 (ligne tiretée rouge), F-13 (ligne tiretée verte), F-11 (ligne pointillée bleue) et GPCP (ligne noire) c: SSM/I F-14 (ligne tiretée rouge), F-13 (ligne tiretée verte), F-11 (ligne pointillée bleue) et TMI-3G68 (ligne noire).....104
- Figure 5.10** Diagrammes de dispersion des taux de pluie moyen mensuel dans (a) SSM/I combiné contre GPCP (b) SSM/I combiné contre TMI-3G68 (c) GPCP contre TMI-3G68.....105
- Figure 5.11** La différence du taux de pluie moyen mensuel dans (a) GPCP moins SSM/I combiné (b) TMI-3G68 moins GPCP (c) TMI-3G68 moins SSM/I combiné.....106
- Figure 5.12** Pixel-1: Les taux moyens de pluie journalière dans le secteur 1°X1° à 102.5°E, 5.5°S près de la côte occidentale de Sumatra, l'axe de X est de 31 jours et l'axe de Y est le taux en millimètre par heure; (a) L'estimation de SSM/I, les carrés représentent les données F-11, les triangles les données F-13, les losanges les données F-14, les cercles pleins la moyenne des trois satellites. Le bleu représente le matin et le rouge signifie le soir. L'étoile noire représente la moyenne du taux du matin et de l'après-midi; (b) Losange vert : données de GPCP 1DD ; triangle noir : moyenne SSM/I ; carré orange : TMI-3G68.....107
- Figure 5.13** Même pixel que la Figure 5.12; (a) L'estimation TMI-3G68, le carré rouge représente des données d'après-midi, la triangle bleu représente des données du matin, l'étoile noire représente la moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi ; (b) superposition des valeurs matin et après midi de SSM/I et de TMI-3G68.....108
- Figure 5.14** Même légende que 5.12, mais pour le Pixel-2.....110
- Figure 5.15** Même légende que figures 5.12 et 5.14, mais pour le Pixel-3.....111
- Figure 5.16** Comme la figure 5.12, mais pour le Pixel-4.....113
- Figure 5.17** Comme la figure 5.13, mais pour le Pixel-4 (océan ouvert).....114
- Figure 5.18** Comme la figure 5.12, mais pour le Pixel-5.....115
- Figure 5.19** Comme la figure 5.12, mais pour le Pixel-6.....116
- Figure 5.20** Comme la figure 5.12, mais pour le pixel-7.....117



- Figure 5.21** Diagrammes de dispersion. Les comparaisons entre le facteur dérivé F et la température de brillance réelle en polarisation V du 85 GHz pour des mesures de trois satellites de DMSP combinés dans (a) les données de matin, (b) les données d'après-midi. Les lignes parallèles de rouge représente un décalage de  $\pm 10$  K de la ligne idéale (noir).....121
- Figure 5.22** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures combinées trois satellites SSM/I (F-11, F-13 et F-14) au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi ; (b) Taux moyen de pluie du matin ; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.....122
- Figure 5.23** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de TRMM TMI-3G68 au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi ; (b) Taux moyen de pluie du matin; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.....123
- Figure 5.24** Taux de pluie de GPCP 1DD du 1<sup>er</sup> janvier 1999 dans la région l'Océan Indien.....124
- Figure 5.25** Diagrammes de dispersion entre le facteur dérivé F et la température de brillance réelle en polarisation V à 85 GHz, pour les mesures du satellite TRMM TMI-1B11 dans (a) les données du matin, (b) les données de l'après-midi. Les lignes parallèles en rouge représentent un décalage de  $\pm 10$  K de la ligne idéale (noir).....125
- Figure 5.26** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de TRMM TMI-1B11 au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen du matin et de l'après-midi; (b) Taux moyen de pluie du matin ; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.....126
- Figure 5.27** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de DMSP F-11 avec 7 orbites au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen le matin et l'après-midi ; (b) Taux moyen de pluie du matin ; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.....128
- Figure 5.28** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de DMSP F-13 avec 7 orbites au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi ; (b) Taux moyen de pluie du matin ; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.....129
- Figure 5.29** Le taux de pluie moyen journalier par des mesures de DMSP F-14 avec 7 orbites au 1<sup>er</sup> janvier 1999; (a) Moyenne du taux moyen de matin et d'après-midi; (b) Taux moyen de pluie du matin; (c) Taux moyen de pluie de l'après-midi.....130
- Figure 5.30** Heures de passage de SSM/I au dessus d'un point P à  $0^\circ$ , pendant un mois, pour le satellite DMSP **F-14**. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.....132
- Figure 5.31** Tableau mensuel de nombre moyen de passages quotidiens de SSM/I sur F-14 pour le point P. L'axe des X représente le nombre et l'axe des Y représente la latitude.....133
- Figure 5.32** Heures de passage du TMI à bord de TRMM au dessus d'un point P à  $0^\circ\text{N}$ , pendant un mois. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois. La forme de balayage de TMI est conique.....135
- Figure 5.33** Tableau mensuel de nombre moyen de passages sur TRMM pour le point P. L'axe des X représente le nombre et l'axe des Y représente la latitude.....136

<b>Figure 5.34</b> Orbite globale de Megha-Tropiques pendant un jour. Le centre de carte est à 63°E. L'altitude du satellite est à 865.6 km au-dessus de la surface, la inclination est 20°, la période est environ 102 minute, et le décalage avec la prochaine trace à l'équateur est 2892 km.....	138
<b>Figure 5.35</b> Passage mensuel de MADRAS à l'équateur sur le satellite Megha-Tropiques pour le point P. L'axe X représente l'heure locale et l'axe Y représente le jour. La forme de balayage de MADRAS est conique et l'angle zénithal est 53.1°.....	141
<b>Figure 5.36</b> Tableau mensuel du nombre moyen de passages sur Megha-Tropiques-MADRAS pour le point P. L'axe X représente le nombre et l'axe Y représente la latitude.....	142
<b>-----Annexe- 1-----</b>	
<b>Figure A-1.1</b> Les moussons asiatiques d'hiver. Directions de vents (flèches) et zones de convergence (points) de Décembre à Mars, les niveaux sont près de la surface de la terre et 700 hPa (environ 3000 m au-dessus du niveau de la mer).....	152
<b>Figure A-1.2</b> Les moussons asiatiques d'été. Direction de vents (flèches) et zones de convergence (points) de Juin à Septembre, les vents dominants sont représentés près de la surface et à 700 hPa et 500 hPa.....	154
<b>Figure A-1.3</b> Section transversale méridienne de la mousson indienne. J <sub>E</sub> signifie que Tropical Easterly Jet et le J <sub>W</sub> signifie Westerly Jet Stream.....	155
<b>Figure A-1.4</b> Les régions climatiques principales de la mousson tropicale en Asie.....	157
<b>Figure A-1.5</b> Les éléments principaux de structure de la mousson indienne.....	161
<b>Figure A-1.6</b> L'analyse ERA-40 à 1000 hPa et à 700 hPa en Janvier 1999.....	164
<b>Figure A-1.7</b> L'analyse ERA-40 à 500 hPa et à 200 hPa en Janvier 1999.....	165
<b>Figure A-1.8</b> L'analyse ERA-40 à 1000 hPa et à 700 hPa en Février 1999.....	166
<b>Figure A-1.9</b> L'analyse ERA-40 à 500 hPa et à 200 hPa en Février 1999.....	167
<b>Figure A-1.10</b> L'analyse ERA-40 à 1000 hPa et à 700 hPa en Mars 1999.....	168
<b>Figure A-1.11</b> L'analyse ERA-40 à 500 hPa et à 200 hPa en Mars 1999.....	169
<b>-----Annexe- 2-----</b>	
<b>Figure A-2.1</b> Heures de passage de SSM/I au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois, pour le satellite <b>F-11</b> . L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.....	173
<b>Figure A-2.2</b> Idem Fig. A-2.1 pour un point à 0°.....	174
<b>Figure A-2.3</b> Idem Fig. A-2.1 pour un point à 10° S.....	175
<b>Figure A-2.4</b> Idem Fig. A-2.1 pour un point à 20° S.....	176
<b>Figure A-2.5</b> Idem Fig. A-2.1 pour un point à 30° S.....	177
<b>Figure A-2.6</b> Heures de passage de SSM/I au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois, pour le satellite <b>F-13</b> . L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.....	178
<b>Figure A-2.7</b> Idem Fig. A-2.6 pour un point à 0°.....	179
<b>Figure A-2.8</b> Idem Fig. A-2.6 pour un point à 10°S.....	180
<b>Figure A-2.9</b> Idem Fig. A-2.6 pour un point à 20°S.....	181
<b>Figure A-2.10</b> Idem Fig. A-2.6 pour un point à 30°S.....	182
<b>Figure A-2.11</b> Heures de passage de SSM/I au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois, pour le satellite <b>F-14</b> . L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.....	183
<b>Figure A-2.12</b> Idem Fig. A-2.11 pour un point à 0°.....	184
<b>Figure A-2.13</b> Idem Fig. A-2.11 pour un point à 10°S.....	185
<b>Figure A-2.14</b> Idem Fig. A-2.11 pour un point à 20°S.....	186
<b>Figure A-2.15</b> Idem Fig. A-2.11 pour un point à 30°S.....	187

<b>Figure A-2.16</b> Tableau mensuel de nombre moyen de passages pour F-11. L'axe des X représente le nombre de passages et l'axe des Y représente la latitude.....	188
<b>Figure A-2.17</b> Idem Fig. A-2.16 pour <b>F-13</b> .....	189
<b>Figure A-2.18</b> Idem Fig. A-2.16 pour <b>F-14</b> .....	190
<b>Figure A-2.19</b> Heures de passage du TMI à bord de TRMM au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.....	191
<b>Figure A-2.20</b> Idem Fig. A-2.19 pour un point à 0°.....	192
<b>Figure A-2.21</b> Idem Fig. A-2.19 pour un point à 10°S.....	193
<b>Figure A-2.22</b> Idem Fig. A-2.19 pour un point à 20°S.....	194
<b>Figure A-2.23</b> Idem Fig. A-2.19 pour un point à 30°S.....	195
<b>Figure A-2.24</b> Tableau mensuel de nombre moyen de passages TRMM. L'axe des X représentent le nombre et l'axe des Y représentent l'altitude.....	196
<b>Figure A-2.25</b> Heures de passage de MADRAS à bord de Mégha-Tropiques au dessus d'un point à 10°N, pendant un mois. L'axe des X représente l'heure locale et l'axe des Y représente le jour du mois.....	197
<b>Figure A-2.26</b> Idem Fig. A-2.25 pour un point à 0°.....	198
<b>Figure A-2.27</b> Idem Fig. A-2.25 pour un point à 10°S.....	199
<b>Figure A-2.28</b> Idem Fig. A-2.25 pour un point à 20°S.....	200
<b>Figure A-2.29</b> Tableau mensuel de nombre moyen de passages sur Megha-Tropiques MADRAS pour le point P. L'axe X représentent le nombre et l'axe Y représentent l'altitude.....	201
<b>Figure A-2.30</b> La trace de l'orbite elliptique du satellite DMSP F-11 pendant une journée dans la région de l'Océan Indien et traces de la fauchée du radiomètre SSM/I.....	202
<b>Figure A-2.31</b> La trace de l'orbite elliptique du satellite TRMM pendant une journée dans la région de l'Océan Indien et traces de la fauchée du radiomètre TMI.....	203
<b>Figure A-2.32</b> La trace de l'orbite elliptique du satellite Megha-Tropiques pendant une journée dans la région de l'Océan Indien et trace de la fauchée du radiomètre MADRAS.....	204

## Liste des Tableaux

-----Chapitre - 1-----	
<b>Tableau 1.1</b>	Les paramètres de la ligne des transitions d'absorption de vapeur d'eau.....16
-----Chapitre - 3-----	
<b>Tableau 3.1</b>	Les caractéristiques des 3 canaux des images Meteosat-5.....37
<b>Tableau 3.2</b>	Etat de fonctionnement de la série des satellites DMSP.....39
<b>Tableau 3.3</b>	Temps de croisement de l'équateur des DMSP (orbites montantes et descendantes, Heures Locales).....40
<b>Tableau 3.4</b>	Les paramètres spectraux et spatiaux de l'OLS.....40
<b>Tableau 3.5</b>	Les instruments « special sensor » micro-ondes de DMSP.....41
<b>Tableau 3.6</b>	Les fréquences, les polarisations et les résolutions de SSM/I.....42
<b>Tableau 3.7</b>	Les buts de la mission TRMM.....45
<b>Tableau 3.8</b>	Caractéristiques de TMI, PR et VIRS de TRMM pour la mesure de pluie.....46
<b>Tableau 3.9</b>	Résolutions spatiales des 5 canaux de TMI. L'IFOV défini comme la trace vue par l'antenne au sol instantanée et l'EFOV correspond à la trace au sol effective.....50
-----Chapitre - 4-----	
<b>Tableau 4.1</b>	Critère de complexe convectif à meso-échelle (MCC).....54
<b>Tableau 4.2</b>	Examen des seuils de température de brillance employés par différents auteurs dans différentes régions.....57
<b>Tableau 4.3</b>	Statistiques des déplacements et vitesses des MCS dans les quatre zones test. Le nombre total de MCS est de 838. Un MCS se déplaçant vers le Nord-Est est comptabilisé à la fois comme ayant une composante vers le Nord et une composante vers l'Est.....80
-----Chapitre - 5-----	
<b>Tableau 5.1</b>	Diagramme des produits de TRMM aux 3 niveaux.....90
<b>Tableau 5.2</b>	Diagramme de décision des classifications des surfaces diffusantes et de précipitation. ....95
<b>Tableau 5.3</b>	Statistiques du nombre d'événements pluvieux et du taux de pluie moyen observé le matin et le d'après-midi par SSM/I. Nombre de jours présentant le taux de pluie le plus élevé par les mesures de GPCP et TMI-3G68 sur les sept pixels choisis.....119
<b>Tableau 5.4</b>	Caractéristiques de MADRAS.....139



## Bibliographie

- Alder, R. F., H. Y. M. Yeh, N. Prasad, W. K. Tao and J. Simpson**, 1991: Microwave simulations of a tropical rainfall system with a three-dimensional cloud model. *J. Appl. Meteorol.*, 30(7), p924-953.
- Adler, R. F., G. J. Huffman and P. R. Keehn**, 1994: Global tropical rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data. *Remote Sens. Rev.*, 11, p125-152.
- Aonashi K. and G. Liu**, 2000: Passive microwave precipitation retrievals using the TMI during the Baiu period of 1998. Part I: Algorithm description and validation. *J. Appl. Meteorol.*, 39, p2024-2037.
- Arkin P. A.**, 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 107 (10), p1382-1387.
- Arkin P. A. and B. Meisner**, 1987: The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (1), p51-74.
- Arkin P. A. and P. Xie**, 1994: The Global Precipitation Climatology Project: First algorithm inter-comparison project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 75, p401-419.
- Arnaud Y.**, 1992: Caraterisation des nuages précipitants en fonction de leur structure spatiale et de leur evolution temporelle en milieu sahelien à partir d'images METEOSAT, Thèse du Doctorat de l'Université Paul Sabatier.
- Ascani F.**, 2000: Caracterisation des systems nuageux convectifs sur l'ocean Indien, rapport de DEA., Université Paris de VI.
- Biggerstaff M. I. and R. A. Houze Jr.**, 1991: Kinematic and Precipitation Structure of the 10–11 June 1985 Squall Line. *Mon. Wea. Rev.*, 119 (12), p3034–3065.
- Boer E. R. and V. Ramanathan**, 1997: Lagrangian approach for deriving cloud characteristics from satellite observations and its implications to cloud parameterization. *J. of Geophys. Res.*, Vol.102, D17, p21383-21399.
- Bougeault P. and R. Sadourny**, 2000: Dynamique de l'atmosphère et de l'océan, Département de Mecanique, Ecole Polytechnique.
- Capderou M.**, 2000: Satellite d'observation de la terre, Ecole Polytechnique.
- Chang, A. T. C., L. S. Chiu C. Kummerow and J. Meng**, 1999: First results of the TRMM microwave imager (TMI) monthly oceanic rain rate: Comparison with SSM/I. *Geophys. Res. Lett.*, 26, p2379-2382.
- Chen S. S., R. A. Houze. Jr. and B. E. Mapes**, 1996: Multiscale Variability of Deep Convection in Relation to Large-Scale Circulation in TOGA COARE. *J. of Atmos. Sci.*, Vol.53, 10, p1380-1409.

- Chen, S. S. and R. A. Houze**, 1997: Diurnal variation and life cycle of deep convection systems over the tropical Pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 123, p357-388.
- Chevallier F. and P. Bauer**, 2003: Model rain and cloud over oceans: Comparison with SSM/I observations. *Mon. Wea. Rev.*, 131, pp.1240-1255.
- Chou, S. H., R. M. Atlas, C. L. Shie and J. Ardizzone**, 1995: Estimates of surface humidity and latent heat fluxes over ocean from SSM/I data. *Mon. Wea. Rev.*, 123, p2405-2425.
- Churchill D. D. and R. A. Houze, Jr**, 1984: Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. *J. Atmos. Sci.*, Vol.41, No.6, p933-960.
- Coppens D.**, 2000: Etude de l'estimation des profiles de taux précipitation restitués à partir des bases de données micro-onde passives (TRMM)- Effect de la distribution des taille de gouttes. Thèse de Doctorat de l'Ecole Polytechnique.
- Deepak A., T. D. Wilkerson and L. H. Ruhnke**, 1980: Atmospheric Water Vapor, Academic Press.
- Desbois M. and F. Desalmand**, 1995: Past and present precipitations related to climate changes-methodologies and perspectives. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 76(7), p1173-1178.
- DMSP** satellite source/platform, NOAA Satellite Active Archive, release 2.9, April 2, 2001.
- Escoffier C., J. J. Bates. A. Chedin, W. B. Rossow, ans J. Schmetz**, 2001: Comparison of upper tropospheric humidity retrievals from TOVS and Meteosat. *J. Geophys. Res.* Vol. 106, D6, p5227-5238.
- EUMETSAT** Website: <http://www.eumetsat.de/>
- Ferraro R. R. N. C. Grody and G. F. Marks**, 1994: Effects of surface conditions on rain identification using the SSM/I. *Remote Sens. Rev.*, 11, p195-209.
- Ferraro R. R. and G. F. Marks**, 1995: The Development of SSM/I Rain-Rate Retrieval Algorithms Using Ground-Based Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, p755-770.
- Ferraro R. R., F. Weng, N. C. Grody and A. Basist**, 1996: An eight year (1987-1994) time series of rainfall, clouds, water vapor, snow cover, and sea ice derived from SSM/I measurements. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77(5), p891-905.
- Ferriday J. G. and S. K. Avery**, 1994: Passive microwave remote sensing of rainfall with SSM/I: Algorithm development and implementation. *J. Appl. Meteorol.*, 33, p1587-1596.
- Gagin A., D. Rosenfeld and R. E. Lopez**, 1985: The relationship between height and precipitation characteristics of summertime convective cells in south Florida. *J. Atmos. Sci.*, 42, (1), p84-94.

- Gambheer A. V. and G. S. Bhat**, 2000: Life cycle characteristics of deep cloud systems over the Indian region using INSAT-1B pixel data. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.128, p4071-4083.
- Gambheer A. V. and G. S. Bhat**, 2001: Diurnal variation of deep cloud systems over the Indian region using INSAT-1B pixel data. *Meteorol. Atmos. Phys.* 78, p215-225.
- Graeme L. S., S.-C. Tsay, P. W. Stackhouse, Jr. and P. J. Flatau**, 1990: The relevance of the Microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *J. Atmos. Sci.* , Vol.47, No.14, p1742-1753.
- Grassotti C. and L. Garand**, 1994: Classification-based rainfall estimation using satellite data and numerical forecast model fields. *J. Appl. Meteorol.*, 33, p159-178.
- Greenwald T. J. and C. A. Sundar**, 2000: Effect of Cold Cloud on Satellite Measurements near 183 GHz. *J. Geophys. Res.* 8.
- Grody N. C.**, 1991: Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.*, 96 D4, p7423-7435.
- Haddad, Z. S., E. A. Smith, C. D. Kummerow, T. Iguchi, M. R. Farrar, S. L. Durden, M. Alves and W. S. Olson**, 1997: The TRMM “day-1” radar/radiometer combined rain-profiling algorithm. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 75, p-799-809.
- Houze Jr. R. A., and Alan K. Betts**, 1981: Convection in GATE. *Rev. Geophysics and Space Physics*, Vol.19, No.4, p541-576.
- Houze Jr. R. A.**, 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol.115, No.487, p425-461.
- Houze Jr. R. A., M. I. Biggerstaff, S. A. Rutledge and B. F. Smull**, 1989: Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, 70, p608–619.
- Houze Jr. R. A.**, 1993: Cloud dynamic, Academic press.
- Huffman G. J., R. F. Adler, B. Rudolf, U. Schneider and P. R. Keehn**, 1995: Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis and NWP model precipitation information. *J. Climate*, 8(5), p1284-1295.
- Huffman G. J.**, 1997: Estimates of root-mean-square random error for finite samples of estimated precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, 36 (9), p1191-1201.
- Huffman G. J., R. F. Adler, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, A. McNab, B. Rudolf and U. Schneider**, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 78, p5-20.



- Huffman G. J., R. F. Adler, M. M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock and J. Susskind**, 2001: Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. *J. Hydrometeor.*, 2 (1), p36–50.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka and K. Okamoto**, 2000: Rain-Profiling Algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Appl. Meteorol.*, 39(12), p2038-2052.
- Jacob C. and G. Tselioudis**, 2003: Objective identification of cloud regimes in the Tropical Western Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (21) ASC 1-4.
- Jobard I. and M. Desbois**, 1992: Remote sensing of rainfall over tropical Africa using METEOSAT infrared imagery: Sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sensing*, 13, p2683-2700.
- Jobard I. and M. Desbois**, 1994: Satellite estimation of the tropical precipitation using the METEOSAT and SSM/I data. *Atmos. Research*, 34, p285-298.
- Krishnamurti T. N., B. Jha, P. J. Rasch and V. Ramanathan**, 1997: A high resolution global reanalysis highlighting the winter monsoon. Part I, reanalysis fields, *Meteorol. Atmos. Phys.* 64, p123-150.
- Krishnamurti T. N., B. Jha, P. J. Rasch and V. Ramanathan**, 1997: A high resolution global reanalysis highlighting the winter monsoon. Part II, Transients and passive tracer transports, *Meteorol. Atmos. Phys.* 64, p151-171.
- Kummerow C., R. A. Mack and I. M. Hakkarinen**, 1989: A self-consistency approach to improve microwave rainfall estimation from space. *J. Appl. Meteorol.*, 28(9), p869-884.
- Kummerow C., and L. Giglio**, 1994: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm description. *J. Appl. Meteorol.*, 33(1), p3-18.
- Kummerow C., and L. Giglio**, 1994: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part II: Applications to SSM/I data. *J. Appl. Meteorol.*, 33(1), p19-34.
- Kummerow C., W. S. Olson and L. Giglio**, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci and Remote. Sens.*, 34 (5), p1213-1232.
- Kummerow C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue and J. Simpson**, 1998: The Tropical Rainfall Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 15, p809-817.
- Kummerow C., J. Simpson, O. Thiele, W. Barnes, A. T. C. Chang, E. Stocker, R. F. Adler, A. Hou, R. Kakar, F. Wentz, P. Ashcroft, T. Kozu, Y. Hong, K. Okamoto, T. Iguchi, H. Kuroiwa, E. Im, Z. Haddad, G. Huffman, B. Ferrier, W. S. Olson, E. Zipser, E. A. Smith, T. T. Wilheit, G. North, T. Krishnamurti and K. Nakamura**, 2000: The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit. *J. Appl. Meteorol.*, 39, p1965-1982.

- Kummerow C., D. B. Shin, Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty and T. T. Wilheit**, 2001: The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors., *J. Appl. Meteorol.*, 40, p1801-1820.
- Laing A. G. and J. M. Fritsch**, 1993: Mesoscale convective complexes over the Indian Monsoon region. *J. of Climate*, Vol.6, p911-919.
- Laing A. G. and M. Fritsch**, 1997: The global population of mesoscale convective complexes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol.123, p389-405.
- Laurent H., I. Jobard and A. Toma**, 1998: Validation of satellite and ground-based estimates of precipitation over the Sahel. *Atm. Research*, 47-48, p651-670.
- Liberti G. L., F. Cheruy and M. Desbois**, 2000: Land effect on the diurnal cycle of clouds over the TOGA COARE area, as observed from GMS IR data. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.129, p1500-1517.
- LeMone M. A., G. M. Barnes and E. J. Zipser**, 1984: Momentum Flux by Lines of Cumulonimbus over the Tropical Oceans. *J. Atmos. Sci.*, 41, p1914-1932.
- Marshall and Palmer**, 1948: The distribution of raindrops with size, *J. Meteorol.*, 5 p165-166
- Machado L. A. T., M. Desbois and J.-Ph. Duvel**, 1992: Structural Characteristics of deep convection systems over tropical Africa and Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.120, No.3, p392-406.
- Machado L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes and A. W. Walker**, 1998: Life cycle variations of Mesoscale convective system over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, 126, p1630-1654.
- Maddox, R. A.**, 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 61, p1374-1387.
- Mapes B. E. and R. A. Houze, Jr.**, 1993: Cloud cluster and super clusters over the oceanic warm pool. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.121, p1398-1415.
- Mathon V. and H. Laurent**, 2001: Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q.J.R.Meteorol. Soc.* Vol.127, p377-406.
- Mathon V.**, 2001: Etude climatologique des systems convectifs de meso-echlle en Afrique de l'ouest. Thèse de Docteur de l'Université Paris VII.
- McCollum J. R. and R. R. Ferraro**, 2003: Next generation of NOAA/NESDIS, TMI, SSM/I, and AMSR-E microwave land rainfall algorithms. *J. Geophys Res.*, 108c(D8), 8382, CIP 7-1~7-17.

- McGaughey G., E. J. Zipser, R. W. Spencer and R. E. Hood**, 1996: High-Resolution passive microwave observations of convective systems over the Tropical Pacific Ocean. *J. Appl. Meteorol.*, 35, p1921-1947.
- Mcgregor G. R. and S. Nieuwolt**, 1998: Tropical Climatology, John Wiley & Sons.
- Mori S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid and M. D. Yamanaka**, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatra Island, Indonesian maritime continent, observed by TRMM satellite and Intensive Rawinsonde Soundings. *Mon. Wea. Rev.*, 132, p2021-2039
- Morrissey M. L. and J. S. Greene**, 1993: Comparison of two satellite-based rainfall algorithms using Pacific atoll rain gauge data. *J. Appl. Meteorol.*, 32 (2), p411-425.
- Nieuwolt S.**, 1977: Tropical Climatology, An introduction to the climates of the low latitudes. John Wiley & Sons.
- NASA DAAC Website**: <http://daac.gsfc.nasa.gov/>
- Oguchi**, 1973: Attenuation of phase rotation of radio waves due to rain: calculations at 19.3 and 34.8 GHz, *Radio Sci.*, 8, p31-38.
- Petty, G. W.**, 1994: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 54, p79-99.
- Picon L. and M. Desbois**, 1990: Relation between METEOSAT Water Vapor Radiance Fields and Large Scale Tropical Circulation Features. *Amer. Meteorol. Soc.*, Vol.3, p865-876.
- Picon L., S. Fongang, G. Seze, M. Desbois**, 1995: African and Atlantic short-term climatic variations described from METEOSAT water vapor channel, *Ann. Geophysicae*. 13, p768-781.
- Prabhakara C. and G. Dalu**, 1980: Passive remote sensing of the water vapor in the troposphere and its meteorological significance, Atmospheric Water Vapor, Academic Press, p355-374.
- Priestley K. J., B. R. Barkstrom, R. B. Lee III, R. N. Green; S. Thomas, R. S. Wilson, P. L. Spence, J. Paden, D. K. Pandey and A. Al-Hajjah**, 2000: Postlaunch radiometric validation of the Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) proto-flight model on the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) spacecraft through 1999. *J. Appl. Meteorol.*, 39, p2249-2258.
- Ramage K.**, 2002: Contribution à l'estimation des précipitations et à la caractérisation des nuages en Afrique de l'ouest à partir des observations des satellites METEOSAT et TRMM. Thèse de Docteur de l'Université Paris VII.
- Richards F. and P. A. Arkin**, 1981: On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (5), p1081-1093.

- Roca R. and V. Ramanathan**, 1999: Scale dependence of monsoon convective system over the Indian ocean. *J. of climate*, Vol.13, p1286-1298.
- Roca, R., M. Viollier, L. Picon, M. Desbois**, 2002: A multi satellite analysis of deep convection and its moist environment over the Indian Ocean during the winter monsoon. *J. Geophys. Res.*, 107, D19, 10.1029.
- Roca R.**, 2000 :Contribution à l'étude de la vapeur d'eau,de la convection et de leurs interactions dans les tropique à l'aide d'observations de satellites et de modèles, thèse de doctorat de l'université Paris VII, 13.
- Roux F.**, 1988: The West African Squall Line Observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and Thermodynamics of the Convective Region. *J. Atmos. Sci.*, 45, p406–426.
- Schmetz J. and O. M. Turpeinen**,1988: Estimation of the Upper Tropospheric Relative Humidity Field from METEOSAT Water Vapor Image Data. *J. of Applied Meteorology*, Vol.27, p889-899.
- Schulz, J., P. Schluessel, and H. Grassl**, 1993: Water vapor in the atmospheric boundary layer over oceans from SSM/I measurements. *Int. J. Remote Sensing*, 14, p2773-2789.
- Seze G. and H. Pawlowska**, 2001: Cloud cover analysis with METEOSAT-5 during INDOEX. *J.Geophys. Res.*, Vol.106, D22, p28415-28426.
- Sherwood, S. C., and R. Wahrlich**, 1999: Observed evolution of tropical deep convective events and their environment. *Mon. Wea. Rev.*, 127, p1777-1795.
- Shokr M. E. and R. Moucha**, 1998: Co-location of pixels in satellite remote sensing images with demonstrations using sea ice data. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 19, No. 5, p855-869
- Soden B. J., F. P. Bretherton**, 1993: Upper tropospheric relative humidity from GOES 6.7 $\mu$ m channel: Method and climatology for July 1987. *J. Geophys. Res.* Vol.98, D9, p16669-16688.
- Soden B. J. and F. P. Bretherton**, 1996: Interpretation of TOVS water vapor radiances in terms of layer-average relative humidities: Method and climatology for the upper, middle and lower troposphere. *J. Geophys. Res.*, Vol.101, D5, p9333-9343.
- Sohn B. J., J. Schmetz, S. Tjemkes, M. Koenig, H. Lutz, A. Arriaga, E. S. Chung**, 2000: Intercalibration of the METEOSAT-7 water vapor channel with SSM/T2. *J. Geophys. Res.*, Vol.105, D12, p15673-15680.
- Sohn B. J. and J. Schmetz**, 2004: Water vapor-induced OLR variations associated with high cloud changes over the Tropics: A study from METEOSAT-5 observations. *J. of Climate*, 17, p1987-1996.

- Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood**, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 6, p254-273.
- Tjemkes S. A. and J. Schmetz**, 1997: Synthetic satellite radiances using the radiance sampling method. *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, D2, p1807-1818.
- Tjemkes S. A., M. Konig, H. Lutz, L. Van de Berg and J. Schmetz**, 2001: Calibration of Meteosat water vapor channel observations with independent satellite observations. *J. Geophys. Res.*, Vol 106, D6, p5199-5209.
- Uddstrom M. J. and W. R. Gray**, 1996: Satellite cloud classification and rain-rate estimation using multispectral radiances and measures of spatial texture. *J. Appl. Meteorol.*, 35, p839-858.
- Ulaby F. T., Moore R. K. and Fung A. K.**, 1981: Microwave remote sensing active and passive, volume I and volume II, Addison-Wesley Publishing Company.
- Vaughan R. A.**, 1986: Remote sensing Applications in Meteorology and Climatology, D. Reidel Publishing Company.
- Verver G. H. L., D. R. Sikka, J. M. Lobert, G. Stossmeister and M. Zachariasse**, 2001: Overview of the meteorological conditions and atmospheric transport processes during INDOEX 1999. *J. Geophys. Res.*, Vol.106, D22, p28399-28413.
- Waugh D. W. and L. M. Polvani**, 2000: Climatology of intrusions into the Tropical Upper Troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, No23, p3857-3860.
- Wentz F. J.**, 1997: A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/ imagers. *J. Geophys. Res.*, 102 D17, p8703-8718.
- Wentz F. J. and R. W. Spencer**, 1998: SSM/I rain retrievals within an unified all-weather ocean algorithm. *J. Atmos. Sci.*, 55 (9), p1613-1627.
- Wielicki B. A., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison, R. B. Lee III, G. L. Smith and J. E. Cooper**, 1996: Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, p853-868.
- Wood J.**, 2003: Relationship of ice content to hurricane intensity examined using TRMM/TMI data sets. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 83, p187-196.
- Xie P.P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. A. Gruber, R. Ferraro, G. J. Huffman and S. Curtis**, 2003: GPCP pentad precipitation analysis: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J. of Climate*, 16, p2197-2214.
- Yang, T. F., R. Roca, I. Jobard and M. Desbois**, 2003: Analysis of mesoscale convective system over the Indian Ocean with METEOSAT-5 during INDOEX. *Conf. of EGS-AGU-EUG*, Nice, France, p245.

- Yang T. F., I. Jobard, M. Capderou and M. Desbois**, 2004: A comparison of precipitation derived from SSM/I with GPCP and the METEOSAT-5 observation of mesoscale convective systems over Indian Ocean. *Conf. of IRS, International Radiation Symposium*, Pusan Korea.
- Zuidema P.**, 2003: Convective Clouds over the Bay of Bengal. *Mon. Wea. Rev.*, 131, p780-798.

---